

UNIVERSITÀ DI PISA



Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
Corso di laurea in Scienze Geologiche

Tesi di laurea specialistica

**ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA
DELL'AVAMPAESE ADRIATICO TRA IL TRIAS
SUPERIORE E IL MESSINIANO**

Candidato
Nicola D'Andretta

Relatore
Prof. Etta Patacca

Controrelatore
Prof. Alfredo Mazzotti

ANNO ACCADEMICO
2007/2008

INDICE

ABSTRACT	.I
1. INTRODUZIONE E OBIETTIVO DEL LAVORO	.1
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	.4
• 2.1. Generalità	5
• 2.2. Avampaese Adriatico	7
3. LINEAMENTI SISMOSTRATIGRAFICI DI ORDINE MAGGIORE NELL'AVAMPAESE ADRIATICO	.9
• 3.1. I depositi plio-pleistocenici	11
• 3.2. La Formazione Gessoso-Solfifera	19
• 3.3 le successioni mesozoico–terziarie pre-evaporiti	21
4. LA SUCCESSIONE MESOZOICO-TERZIARIA PRE-EVAPORITI	.22
• 4.1 – Aree di Bacino	32
• 4.2 – Aree di Piattaforma	60
5. DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI	.73
6. NOTE BIBLIOGRAFICHE.	.81
7. TAVOLE ALLEGATE	.90

ABSTRACT

The central-Adriatic area represents the portion of Apenninic foreland, located between the Dinarides chain, Hellenides and the Alps.

Seismic profiles analysed in this work, calibrated on a considerable amount of lithological and biostratigraphical data acquired from well logs and literature, underline three large groups of sismostratigraphic units, well recognized throughout the Adriatic. These starting from above are:

1. Plio-Pleistocene deposits
2. messinian Gessoso-Solfifera Formation
3. mesozoic-tertiary succession pre-evaporites

Plio-Pleistocenic sediments, characterized by siliciclastic deposits, as well as they appear on seismic profiles can be divided into three main seismic units on the basis of facies characteristics and reflectors geometry.

The first unit (including the whole pliocenic succession) is characterized by continuous and parallel reflectors that identified two sub-units (sismofacies). The second unit defines part of the Pleistocene and is characterized by E-NE trending progradational systems. The third unit, in age late Pleistocene, is characterized also by NW trending progradational systems. These units describe essentially two behaviours of the Adriatic plate. The first unit, characterized by on-lap reflectors geometries and a mainly torbiditic sedimentation, testifies a persistent subsidence during Pliocene, the others (Unit II and III), characterized by progradant clinoforms testify that, starting from the Pleistocene, sedimentation rate prevailing on subsidence, this probably due to a rejuvenation of relief chain.

The base of Plio-Pleistocene deposits is marked in seismic sections by a couplet of very strong reflectors with high amplitude. In well logs these reflectors correspond to evaporitic deposits comparable at surface to the Gessoso-Solfifera Formation.

By a seismic point of view, mesozoic-tertiary portion of the Adriatic foreland is characterized by platform seismofacies and basinal seismofacies. Geologically, these two main seismofacies probably represent relicts of Bahamian-type platform-basin systems developing in Adriatic area after the Jurassic age.

Platform seismic facies are expressed by not recognizable reflectors. In correspondence of this facies, electric figures generally show curves with rather linear trends. Seismic images, together with lithological and age data in well, testify limestones related with those outcropping in the Apulian Platform.

Basinal seismic facies are characterized by variable frequency reflectors with good lateral continuity. Well logs data display lithological successions similar on the basis of facies and age, to Umbria-Marche successions.

Between these two zones, a connection area, or transition zone, is located. Here, seismic facies are chaotic.

The processing of seismic profiles run through the Kingdom 8.2 software, has made possible the realization of a series of isobath maps in two-way travel time (TWT) that underline the morphological evolution of four seismostratigraphic horizons (plio-pleistocenic deposits base, Scisti a Fucoidi horizon, Maiolica Formation base and the top of limestones comparable to the Calcare Massiccio Formation) considered key horizons in the study of the main stages of evolution of mesozoic-tertiary succession.

Graphic elaborates show a general trend towards the deepening of the seismic horizons towards W-SW, in proximity of the alloctonous Apenninic front with a depression maximum nearby the Abruzzo coasts, this trend is determined by post Messinian flexure of the Adriatic foreland. High morphological zones develop in eastern areas of the sedimentary basin, near to the northernmost portion of Gargano promontory.

Paleogeographic evolution of the central-Adriatic area develops from Triassic to Hettangian with deposition of the Calcare Massiccio Formation.

In Sinemurian, this paleo-platform dismembers with the development of a morphology composed of structural highs and depressions. On this morphology, from Upper Lias, basinal and platform successions were laying until the development of Middle Miocene carbonatic ramps. During Messinian age, these deposits are covered by evaporitic Gessoso-Solfifera Formation sediments.

Plio-Pleistocene sediments, that cover with discordance Mesozoic-Tertiary successions and that fills foredeep basin, represent the most distal portions of sedimentary bodies deriving from Apenninic chain dismantling, rising up in the Western area.

1. INTRODUZIONE E OBIETTIVO DEL LAVORO

Nel presente lavoro è stato affrontato, attraverso l'interpretazione sismica, lo studio dell'area centro adriatica che si estende tra Civitanova Marche (MC) e la costa garganica all'altezza di Vieste (FG). Lo scopo è quello di definire le geometrie deposizionali e i lineamenti tettonici delle successioni sedimentarie che compongono l'Avampaese Adriatico (fig. 1.1).

L'attività di campagna è stata incentrata in prima analisi sull'osservazione delle successioni mesozoico terziarie affioranti lungo il margine centro-appenninico e nell'area garganica. In particolare sono state prese in considerazione le successioni bacinali dell'area umbro-marchigiana, le geometrie deposizionali che si sviluppano al raccordo piattaforma-bacino, ben esposte sul massiccio della Majella, ed infine i rapporti sedimentari che caratterizzano le zone di pendio/base-pendio nel sistema piattaforma-bacino affioranti sul promontorio garganico.

A partire dal 7 Settembre 1967 e fino al 15 Ottobre nella Zona B del Mare Adriatico sono stati acquisiti circa 3400 Km di linee sismiche per conto dell'AGIP S.p.A

L'acquisizione dei dati sismici nelle acque territoriali italiane è stata eseguita dalla Texas Instruments Italia S.p.A. mentre nelle aree al di fuori delle acque territoriali italiane l'indagine è stata eseguita dalla Geomarine Service Internazionali Limited. Per convenienza e poiché sono stati utilizzati i medesimi equipaggiamenti (omogeneità di acquisizione), le due società sono state raggruppate per semplicità nel nome unico GSI.

Per quanto riguarda l'elaborazione dei dati acquisiti, questi sono stati processati presso la Advanced Data Processing Centre of Geophysical Service International Limited che ha sede nella città di Croydon in Inghilterra.

L'intera area di indagine comprende le linee da B-401 a B-433 e da B-439 a B-444. Nel presente lavoro sono state considerate le linee a partire dalla B-412 e di conseguenza parte delle linee comprese tra B-439 e B-444 che rappresentano circa 3000 Km di indagine tarati attraverso l'analisi di circa 50 "composite logs" di pozzi profondi per ricerche di idrocarburi. I profili sismici, espressi in tempi doppi (TWT), permettono una analisi fino a circa 5 sec.

L'attività di acquisizione svolta in mare è stata eseguita utilizzando due differenti tipologie di cavi e configurazione degli shot suddividendo la GSI in due gruppi (GSI Party 903 e GSI Party 906) così come segue:

1. la porzione centrale della zona di acquisizione, comprendente circa 931 miglia è stata sparata dal gruppo GSI Party 906 usando 2400 m di cavo sommerso ottenendo 1200% di copertura di sottosuolo.
2. la Zona restante è stata sparata dal Gruppo GSI Party 903 (908 miglia) e dal Gruppo GSI Party 906 (288 miglia). Entrambi gli equipaggi hanno usato 1600 m di cavo sommerso ottenendo il 600% di copertura di sottosuolo.

In definitiva quindi le due diverse coperture sono così strutturate:

per il cavo lungo 1600 m con copertura 600%

- 1 miglio = 12 shotpoint

per il cavo lungo 2400 m con copertura 1200%

- 1 miglio = 16 shotpoint

L'analisi dei profili sismici a riflessione ha richiesto tre fasi principali di operazioni:

1) creazione ed organizzazione della base dei dati; ossia la raccolta di tutti i documenti (profili sismici, logs ed informazioni bibliografiche di vario tipo disponibili sull'area di indagine).

2) Scelta ed interpretazione delle linee sismiche chiave perché meglio tarate dai dati di pozzo e interpretazione delle altre attraverso "loop".

3) Elaborazione dei dati attraverso la rappresentazione in carte di isobate in tempi di riflettori chiave.

Le fase due è stata realizzata manualmente, su supporto cartaceo e successivamente è stata ridefinita in digitale mediante l'uso del programma di interpretazione sismica Kingdom 8.2. Questa operazione ha permesso la realizzazione di una serie di carte di isobate in tempi del top delle unità sismostratigrafiche principali sull'intera area centro-adriatica.

L'analisi dettagliata dei dati di sottosuolo dell'avampaese adriatico mette in luce la presenza di tre sequenze sedimentarie principali: 1) depositi Plio-Pleistocenici; 2) la Formazione messiniana della Gessoso-Solfifera; 3) i depositi mesozoici e terziari precedenti la deposizione delle evaporiti.

Lo scopo principale di questo lavoro è stato quello di analizzare ed interpretare linee sismiche dell'offshore adriatico per individuare le unità sismostratigrafiche mesozoico-terziarie precedenti ai depositi evaporitici messiniani, integrando i dati di sottosuolo con le osservazioni fatte in campagna nelle varie zone dell'Appennino e dell'Avampaese Apulo; ove affiorano.

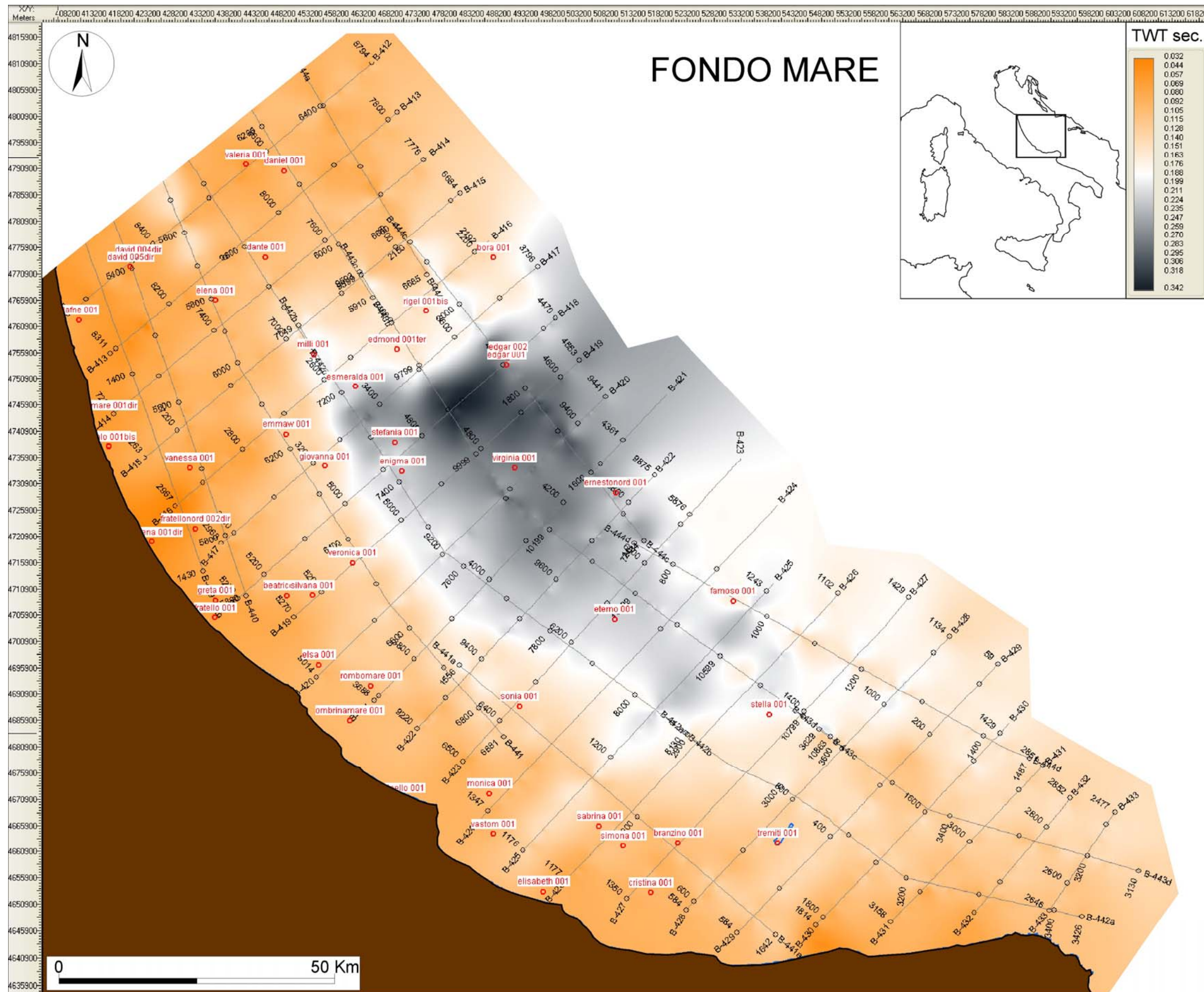


Fig. 1.1. Carta di base dell'area di indagine in cui viene illustrato l'andamento delle isobate in TWT del fondale marino e ubicazione dei profili sismici interpretati e dei pozzi utilizzati in fase di taratura delle linee sismiche.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'evoluzione della catena appenninica è direttamente collegata alla geodinamica dell'area mediterranea e più precisamente a quella della porzione settentrionale del cosiddetto *Promontorio Africano Autc.* che è stata coinvolta dapprima nella fase di apertura della Tetide, quindi in quella di chiusura dell'oceano ligure-piemontese, poi nella collisione tra Africa ed Europa.

La strutturazione della catena a thrust dell'Appennino si individua a seguito della migrazione verso Est del sistema catena-avanfossa-avampaese. L'Adriatico rappresenta l'avampaese della catena appenninica, si tratta di un'area relativamente stabile a sedimentazione prevalentemente bacinale ubicata tra la dorsale appenninica, le Alpi e la catena delle Dinaridi-Ellenidi (Moretti & Royden, 1988) e non ancora coinvolta nel sistema di thrusting appenninico (fig. 2.1).

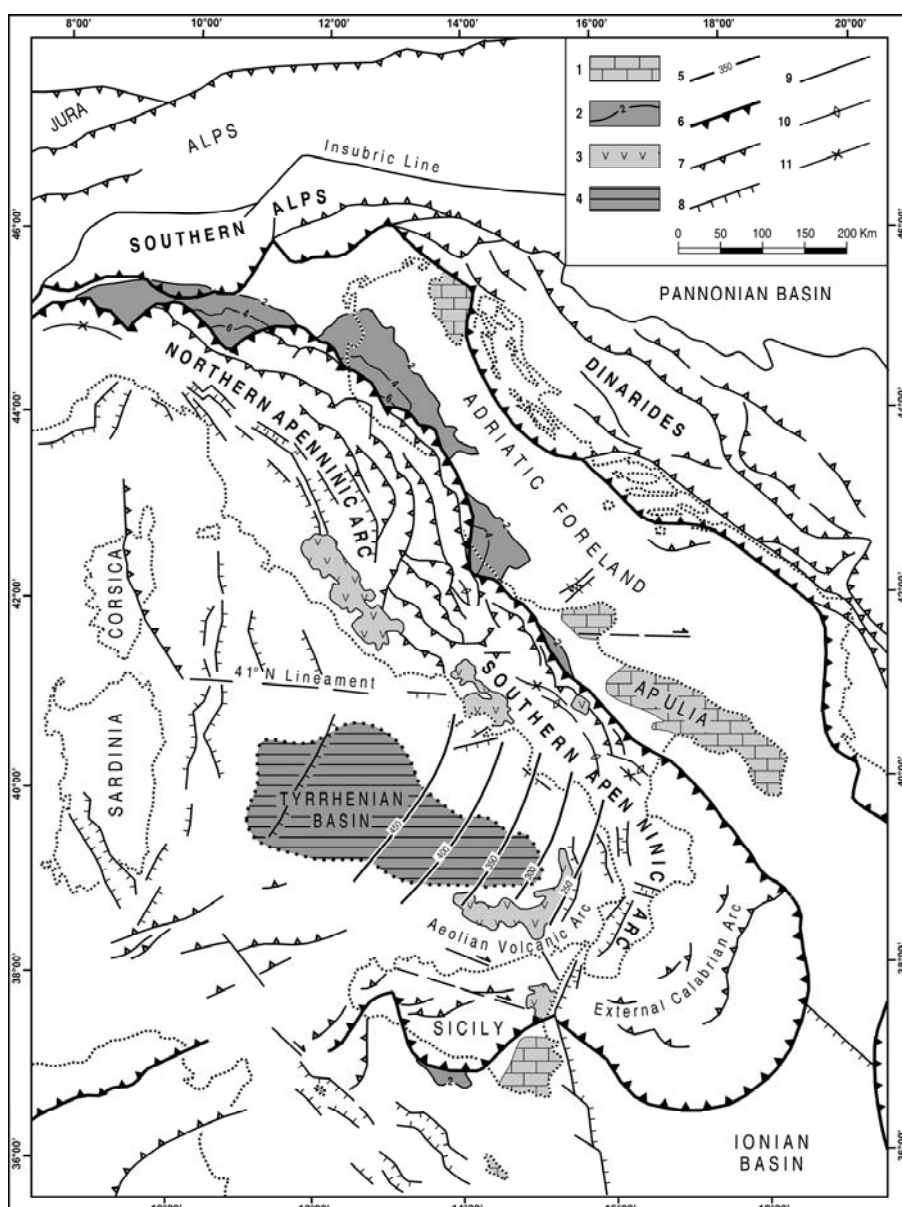


Fig. 2.1. Elementi strutturali di primo ordine della penisola italiana; 1. Depositi carbonatici pre-pliocenici nell'area di avampaese; 2. Isobate (in Km) della base dei depositi Plio-Pleistocenici nel bacino di avanfossa; 3. Vulcaniti; 4. Bacino tirrenico; 5. Zona di Benioff nell'area tirrenica meridionale; 6. Thrust frontale del sistema magrebino-appenninico-dinarico; 7. Thrusts; 8. Faglie normali; 9. Faglie ad alto angolo; 10. Assi anticlinali; 11. Assi sinclinali; (da Patacca & Scandone, 2004)

2.1 Generalità

La catena appenninica è costituita in gran parte da calcari Mesozoici e Terziari. Le successioni in questione sono i relitti di piattaforme carbonatiche di tipo-Bahamiano, separate da profondi bacini e plateau, che in origine costituivano il margine continentale del segmento ligure–piemontese del bacino della Tetide, orientato in direzione NE-SW.

L'originale substrato di questa successione ovunque sia esposto o perforato, è composto principalmente da sedimenti clastici, dolomitici ed evaporitici di età compresa tra il Paleozoico superiore e il Triassico.

A partire dal Giurassico inferiore, la zona circumtetidea viene coinvolta ad occidente da una generalizzata fase di rifting che anticipa la successiva apertura del segmento ligure-piemontese del bacino della Tetide (fig. 2.2). Durante questa fase, ampie aree del futuro margine continentale vennero sommerse dando luogo a bacini e altofondi persistenti caratterizzati questi ultimi o da sedimentazione perlopiù condensata o da sedimentazione carbonatica di mare basso protetta dagli apporti terrigeni provenienti dal cratone europeo per via delle profonde depressioni e degli estesi plateau che caratterizzano l'intera area (Bernoulli & Jenkin, 1974). Tali piattaforme, conosciute come piattaforme peri-adriatiche, con la loro morfologia tipica in cui si riconoscono vari ambienti deposizionali (piattaforma interna, margine, scarpata e bacino) sono analoghe a quelle che oggi caratterizzano l'arcipelago delle Bahamas. Le similitudini con la piattaforma di tipo bahamiano includono la forma, le dimensioni, il tasso di subsidenza ed infine l'architettura interna deposizionale (Bosellini, 1999 e relativa bibliografia). In riferimento alla suddetta conformazione c'è da dire che nei settori di bacino generalmente si ha la deposizione in condizione di bassa energia di calcari ben stratificati a granulometria fine, marne e radiolariti nei domini più profondi. Le zone di scarpata sono caratterizzate da depositi massivi grossolani, derivanti dallo smantellamento di margini delle adiacenti aree di piattaforma e da torbiditi grossolani sporadicamente intercalati a sedimenti pelagici, mentre sui seamounts si ha deposizione di sequenze pelagiche condensate.

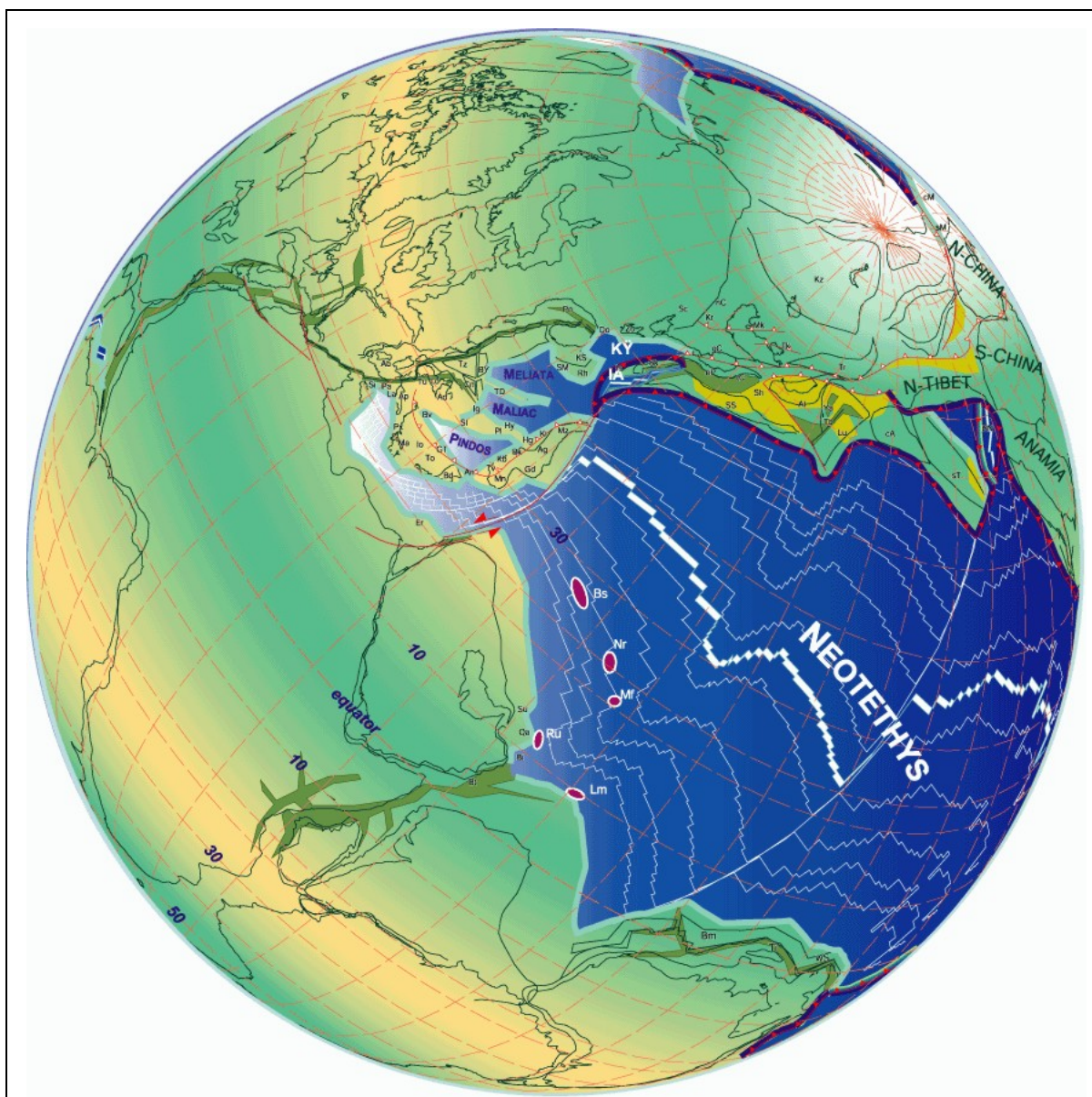


Fig. 2.2. Paleogeografia dell'area circumtethidea nel Sinemurano (da Stampfli *et. al.*, 2002).

2.2. L'Avampaese Adriatico

La mappa strutturale di fig. 2.2 mostra la distribuzione spaziale dei domini di piattaforma e di bacino in un'area di avampaese indeformata (o poco deformata) e la distribuzione delle unità tettoniche della catena Appenninica, delle Dinaridi e delle Ellenidi. Nell'area adriatica possiamo distinguere tre elementi stratigrafico – strutturali principali: la Piattaforma Adriatica, il Bacino Adriatico (composto da una porzione settentrionale ed una meridionale) e la Piattaforma Apula (Patacca et al., 2008).

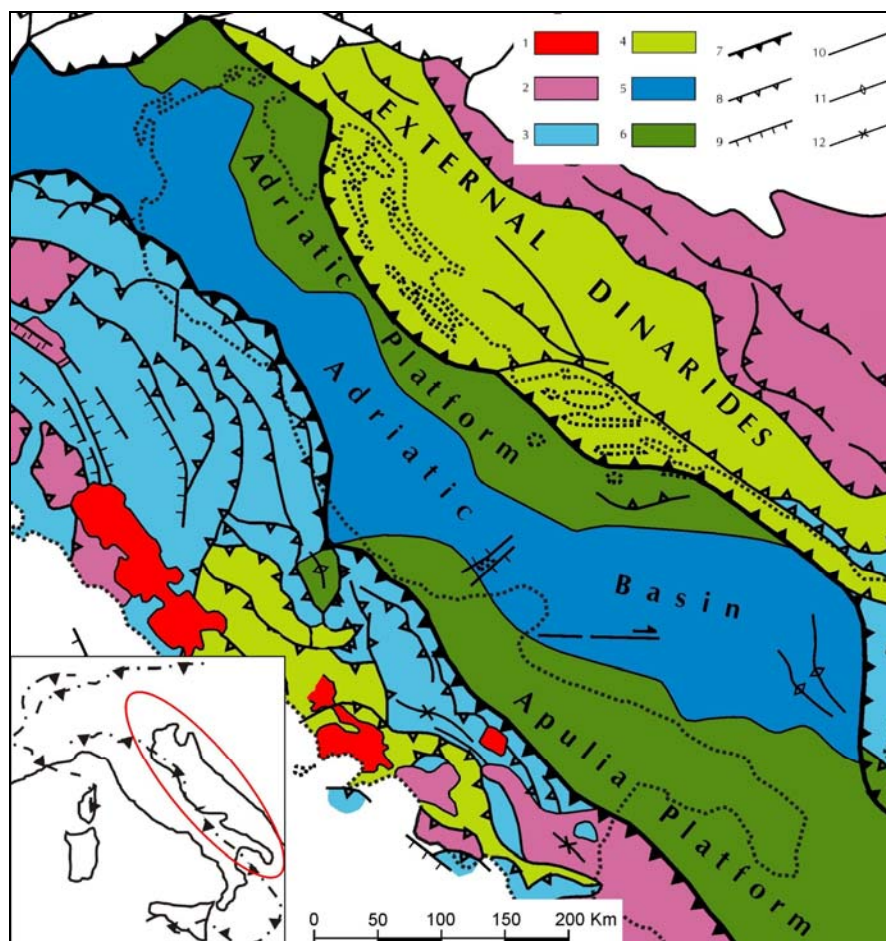


Fig. 2.2. Distribuzione delle facies di piattaforma e di bacino nel sistema appenninico-dinarico. 1.Vulcaniti; 2. Depositi bacinali delle unità liguri; 3. Aree in facies bacinale. 4. Aree in facies di piattaforma; 5. Bacino Adriatico Ionico 6 Piattaforma Apula Adriatica.; 7. Thrust frontale del sistema magrebikno-appenninico-dinarico; 8. Thrusts; 9. Faglie normali; 10.Faglie ad alto angolo; 11.Assi anticlinali; 12.Assi sinclinali; (da Patacca & Scandone 2007 modificato).

La Piattaforma Adriatica (Cati et. al., 1987; Casero et al., 1990; Vlahović et al. 2005) si estende da Istria fino alla Dalmazia meridionale. Consiste in una spessa pila (circa 6000 m) di evaporiti Triassiche seguite da carbonati di mare basso di età compresa tra il Triassico e l'Eocene. I depositi carbonatici passano verso l'alto a depositi di flysch silico-clastico dell'Eocene. In Croazia i depositi continentali oligocenici affioranti in discordanza angolare sulle successioni triassico-eoceniche, post-datano la deformazione delle Dinaridi esterne (CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica, 1991; Mrinjek 1993 a,b).

Il Bacino Adriatico, ampiamente investigato per ricerche di idrocarburi e perforato da diverse decine di pozzi profondi, è costituito da sequenze sedimentarie mesozoico–terziarie simili a

quelle che caratterizzano le successioni umbro–marchigiane degli Appennini (Cresta et al., 1989, Passeri 1994). La sequenza sedimentaria del Bacino Adriatico è costituita da una potente successione di dolomie ed evaporiti triassiche (Formazione di Burano), calcari di mare basso del Lias inferiore (Calcare Massiccio) e carbonati bacinali liassico–cretacei caratterizzati da significative variazioni laterali in facies e in spessore. Ai suddetti depositi segue un successione di rampa carbonatica di età Paleocene–Miocene al di sopra della quale si impostano i sedimenti evaporitici della Formazione Gessoso–Solfifera del Messiniano. Nella parte settentrionale del Bacino Adriatico, secondo Patacca et al., 1991/2, i depositi carbonatici ed evaporitici miocenici, sono ricoperti in disconformità da sedimenti pelitici del Pliocene inferiore p.p. (zona a *Gb. puncticulata* – zona a *Gb. aemiliana* p.p.) passanti superiormente (Casnedi et al., 1981) a depositi tobiditici silicoclastici caratterizzati generalmente da sequenze shallowing–up (zona *Gb. aemiliana*, subzona *Gb. crassaformis* *crassaformis* e zona *Gb. inflata*). Nel bacino Adriatico meridionale l'input silico-clastico inizia nell'Oligocene con lo sviluppo di un bacino di avanfossa nella zona Ionica delle Ellenidi.

La Piattaforma Apula, come la Piattaforma Adriatica, è costituita da un potente successione di dolomie ed evaporiti Triassiche seguite da carbonati di mare basso triassico–cretaceo sup. (Ciaranfi et al., 1988). Solo pochissimi pozzi hanno attraversato le evaporiti triassiche e raggiunto una sequenza mista di sedimenti terrigeni e carbonatici attribuibili all'intervallo Paleozoico–Triassico inferiore, spessori che sono stati penetrati per poco più di 900 m. Nell'Oligocene la Piattaforma Apula, è marcata da un importante esposizione subaerea in conseguenza di un abbassamento globale del livello marino, i depositi bauxitici associati a tale evento sono ben esposti in diversi affioramenti del Gargano, delle Murge e del Salento ed in numerosi pozzi dell'offshore Adriatico. L'architettura del margine della Piattaforma Apula e la sua relativa scarpata è ben visibile nella zona del promontorio del Gargano e nella regione salentina (Martinis & Pavan 1967; Masse & Luperto Sinni 1987; Bosellini et al., 1993; Bosellini & Parente 1994; Morsilli & Bosellini 1997; Bosellini et al., 1999 a,b; Borgomano 2000; Graziano 2000, 2001). La geometria dei corpi sedimentari che caratterizza il sistema piattaforma–slope–bacino e l'intera architettura deposizionale della zona di transizione tra il margine di piattaforma e il bacino riconosciute a terra è molto ben riconoscibile e tracciabile in diversi profili sismici di offshore (De Alteriis & Aiello 1993).

3. LINEAMENTI SISMOSTRATIGRAFICI DI ORDINE MAGGIORE NELL'AVAMPAESE ADRIATICO

I profili sismici analizzati in questo lavoro, tarati su una mole notevole di dati litologici e biostratigrafici provenienti da logs di pozzi, mettono in evidenza tre grandi gruppi di unità sismostratigrafiche, ben riconoscibili in tutto l'Adriatico. Questi a partire dall'alto sono:

1. i depositi plio-pleistocenici
2. la Formazione Gessoso-Solfifera di età messiniana
3. la successione mesozoico-terziaria pre-evaporiti

In questo capitolo saranno descritte le caratteristiche generali di questi insiemi di unità sismiche.

La fase di taratura di un profilo comincia dalla scelta di un pozzo che attraversi il maggior numero di formazioni litologiche e che cada il più possibile vicino alla linea sismica.

I profili sismici rappresentano le discontinuità riscontrate nel sottosuolo le cui profondità sono espresse in tempi doppi (TWT). I pozzi invece esprimono le profondità reali delle formazioni investigate. La relazione che lega i profili sismici ai pozzi è rappresentata quindi dalla velocità di propagazione delle onde sismiche nei depositi in sottosuolo. Queste variano in funzione della litologia attraversata.

Nel presente lavoro, ai depositi plio-pleistocenici è stata attribuita una funzione di velocità compresa tra 2.4 e 2.6 Km/s. Questo valore è la media di funzioni di velocità riscontrate in diversi tratti del bacino sedimentario nell'intervallo compreso tra il top dei depositi evaporitici messiniani e il fondo mare.

La procedura per l'attribuzione di una corretta funzione di velocità ai depositi plio-pleistocenici è stata eseguita a partire dall'individuazione sul profilo sismico dell'orizzonte evaporitico, che rappresenta un orizzonte guida e che costituisce "il dato certo".

Un riflettore viene considerato orizzonte guida quando è ben individuabile lungo le linee sismiche e nei logs di pozzo il suo equivalente si individua come un forte contrasto litologico caratterizzato da brusche variazioni nell'andamento della curva delle figure elettriche.

A questo punto è stato considerato lo spessore nel pozzo compreso tra il tetto dei depositi appartenenti alla Formazione Gessoso-Solfifera, che rappresenta il forte contrasto litologico individuato, e la quota di fondo mare che rappresenta l'inizio della perforazione. Con questa procedura è stato ricavato lo spessore di sedimenti attraversati dal pozzo riferito ad un punto preciso del bacino sedimentario.

Successivamente è stata verificata lungo il profilo sismico la profondità espressa in tempi doppi (TWT) dell'orizzonte di riferimento nel punto in cui giace la proiezione del pozzo scelto per la fase di taratura.

Per il calcolo della funzione di velocità sono state applicate delle semplici regole di fisica generale:

$$V = \frac{S}{T/2}$$

dove S rappresenta lo spessore dei sedimenti attraversati e $T/2$ il tempo affinché un'onda sismica raggiunga la discontinuità.

Nei pozzi Silvana 1 ed Elsa 1 proiettati rispettivamente sulle linee B-419 e B-420 data la presenza di un orizzonte tufitico medio pliocenico ben individuabile in tutta l'area di indagine è stato possibile calcolare le funzioni di velocità comprese tra il fondo mare e l'orizzonte tufitico e tra quest'ultimo e il riflettore dei gessi. In questi due tratti le funzioni di velocità risultano rispettivamente 2,35 Km/s e 3,26 Km/s.

Nei tratti in cui l'orizzonte evaporitico è più superficiale, in prossimità degli alti Ernesto nord ed Edgar, data la presenza dei sedimenti pleistocenici, caratterizzati da sabbie fortemente imbibite di acqua e che presentano generalmente spessori esigui, la funzione di velocità assume valori compresi tra 1,5 e 1,7 Km/s.

Sulla base di questi dati per i depositi plio-pleistocenici si è ritenuto opportuno utilizzare una funzione di velocità media compresa tra 2.4-2.6 Km/s.

Per quanto riguarda i depositi mesozoico-terziari a partire dall'orizzonte evaporitico è stata attribuita ai calcari bacinali velocità di propagazione delle onde acustiche pari a 4.0 Km/s. Questo valore è stato ricavato verificando per tentativi sulla base di alcuni "dati certi" individuati sui profili. I dati ritenuti "certi" sono; l'orizzonte che rappresenta la base del Miocene, l'orizzonte degli Scisti a Fucoidi il riflettore che rappresenta la formazione del Rosso Ammonitico e il top della facies sismica che delle anidriti triassiche, quest'ultima attraversata dal pozzo Ernesto Nord 1. Gli orizzonti sismici individuati rappresentano; dei riflettori guida sostanzialmente ubiquitari, il top della facies sismica delle Anidriti di Burano rappresentano il confine al disotto del quale si sviluppano le litologie evaporitiche triassiche notoriamente caratterizzate da funzioni di velocità molto alte. Sulla base di questi dati, per il calcolo della funzione di velocità, sono state eseguite le stesse procedure adoperate per i depositi plio-pleistocenici.

Per i carbonati di piattaforma, data la sostanziale omogeneità che caratterizzano questi depositi, si è ritenuto opportuno utilizzare una funzione di velocità più alta, pari a 4,5 Km/s. In questo caso come orizzonte guida di riferimento è stato utilizzato il top della sismofacies che rappresenta i Calcari di Cupello.

Questa procedura viene utilizzata esclusivamente per individuare a cosa corrispondono i vari riflettori sismici. Per la trasformazione delle profondità espresse in tempi in profondità espresse in metri ($T \rightarrow Z$) le procedure sono più laboriose e richiedono assunzioni più ponderate. Una trattazione accurata riguardo questa procedura esula da quello che è l'obiettivo di questo lavoro.

3.1. - I depositi plio–pleistocenici

Il Plio–Pleistocene dell'Avampaese Adriatico (fig. 3.1) è caratterizzato da depositi silico-clastici strettamente collegati alla migrazione del sistema catena–avanfossa–avampaese che, impostatasi nelle aree più interne della catena appenninica nell'Oligocene, raggiunge le aree più esterne e quindi l'Adriatico solo dopo la deposizione delle evaporiti messiniane.

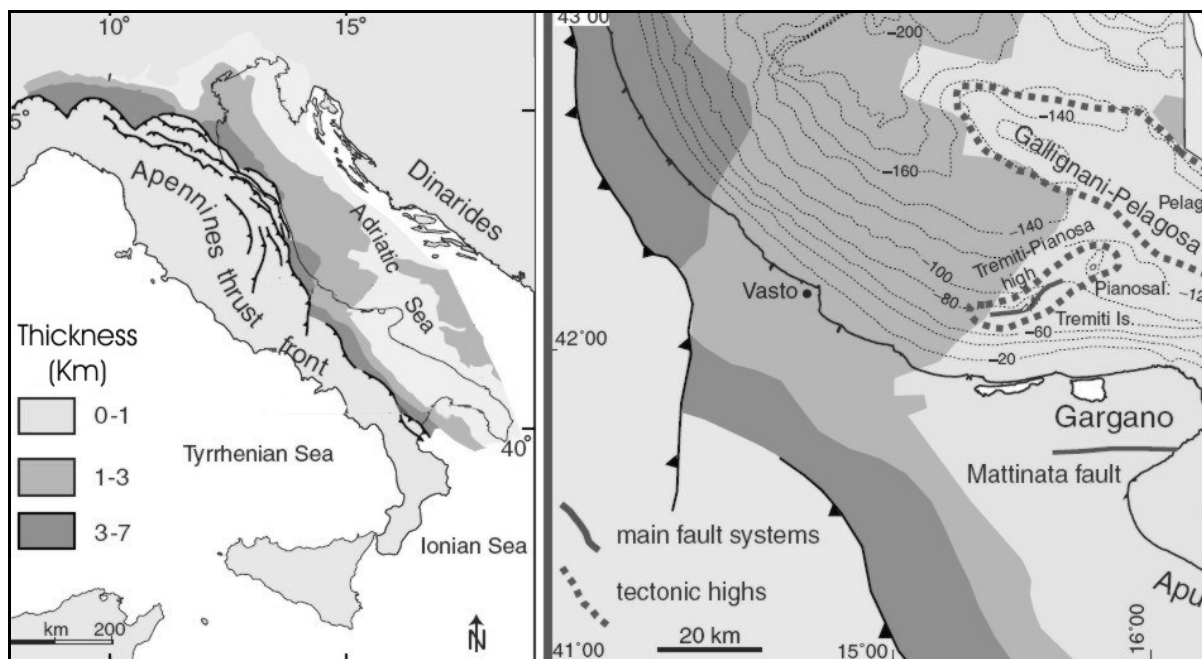
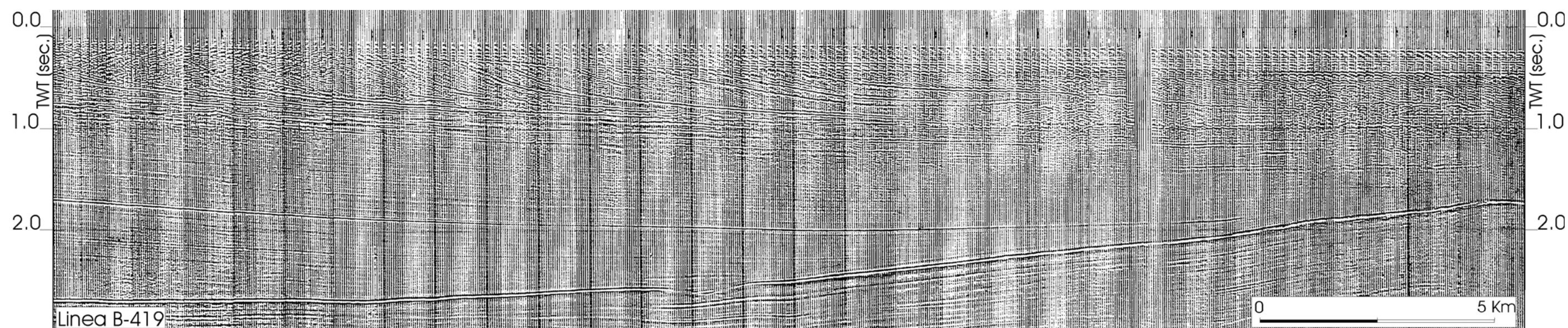


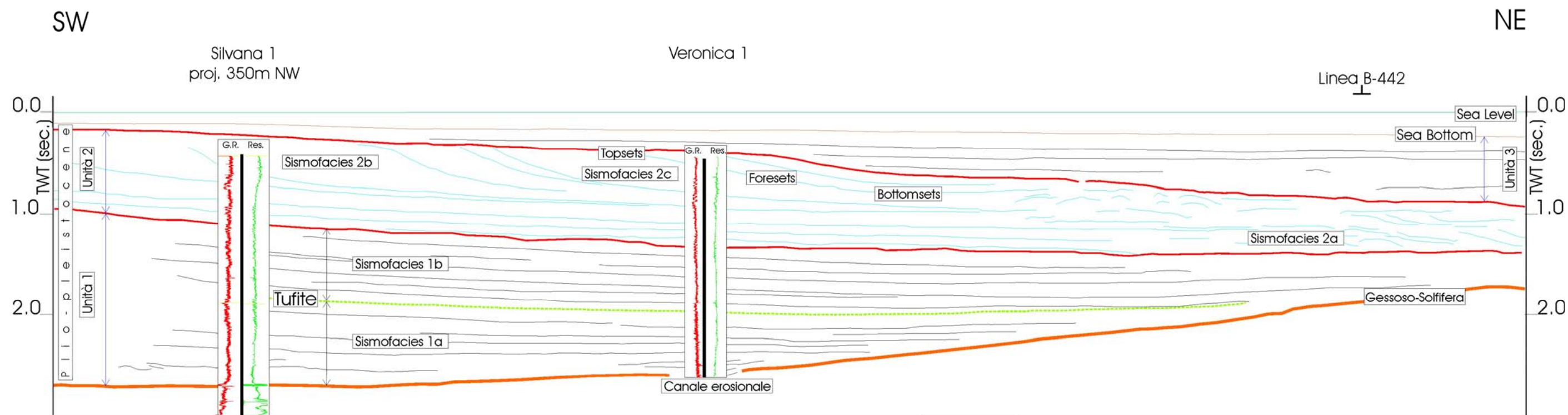
Fig. 3.1. Principali lineamenti tettonici dell' avampaese adriatico e distribuzione degli spessori dei depositi Plio-Pleistocenici (da Ridente *et al.*, 2006).

I sedimenti plio–pleistocenici così come appaiono sui profili sismici possono essere suddivisi in tre unità sismiche principali sulla base delle caratteristiche di facies e di una ben definita geometria dei riflettori (fig. 3.2; 3.3).

La prima unità, che comprende la porzione pliocenica, è caratterizzata da riflettori continui e paralleli in cui possono essere identificate due sub-unità (sismofacies). La seconda unità definisce una parte del Pleistocene ed è caratterizzata da sistemi progradazionali con direzione E-NE. La terza unità, di età tardo pleistocenica, è caratterizzata anch'essa da sistemi progradazionali diretti verso NW. Queste unità descrivono in sostanza due comportamenti della piastra adriatica. La prima unità, caratterizzata da geometrie dei riflettori on-lap e da una sedimentazione principalmente torbiditica, testimonia una subsidenza persistente durante il Pliocene, le altre, caratterizzate da clinoformi progradanti, testimoniano che a partire dal Pleistocene il tasso di sedimentazione prevale sul tasso di subsidenza, questo dovuto probabilmente ad un ringiovanimento del rilievo in catena. (fig. 3.2; 3.3).



a)



b)

Fig. 3.2. a) Linea sismica stack B-419 non interpretata, perpendicolare alla linea di costa (per l'ubicazione vedi fig. 1.1); b) Linea sismica interpretata che mette in evidenza i rapporti geometrici delle tre unità sismiche e delle relative sismofacies distinte nei depositi plio-pleistocenici, nonché l'orizzonte guida della tufite medio-pliocenica.

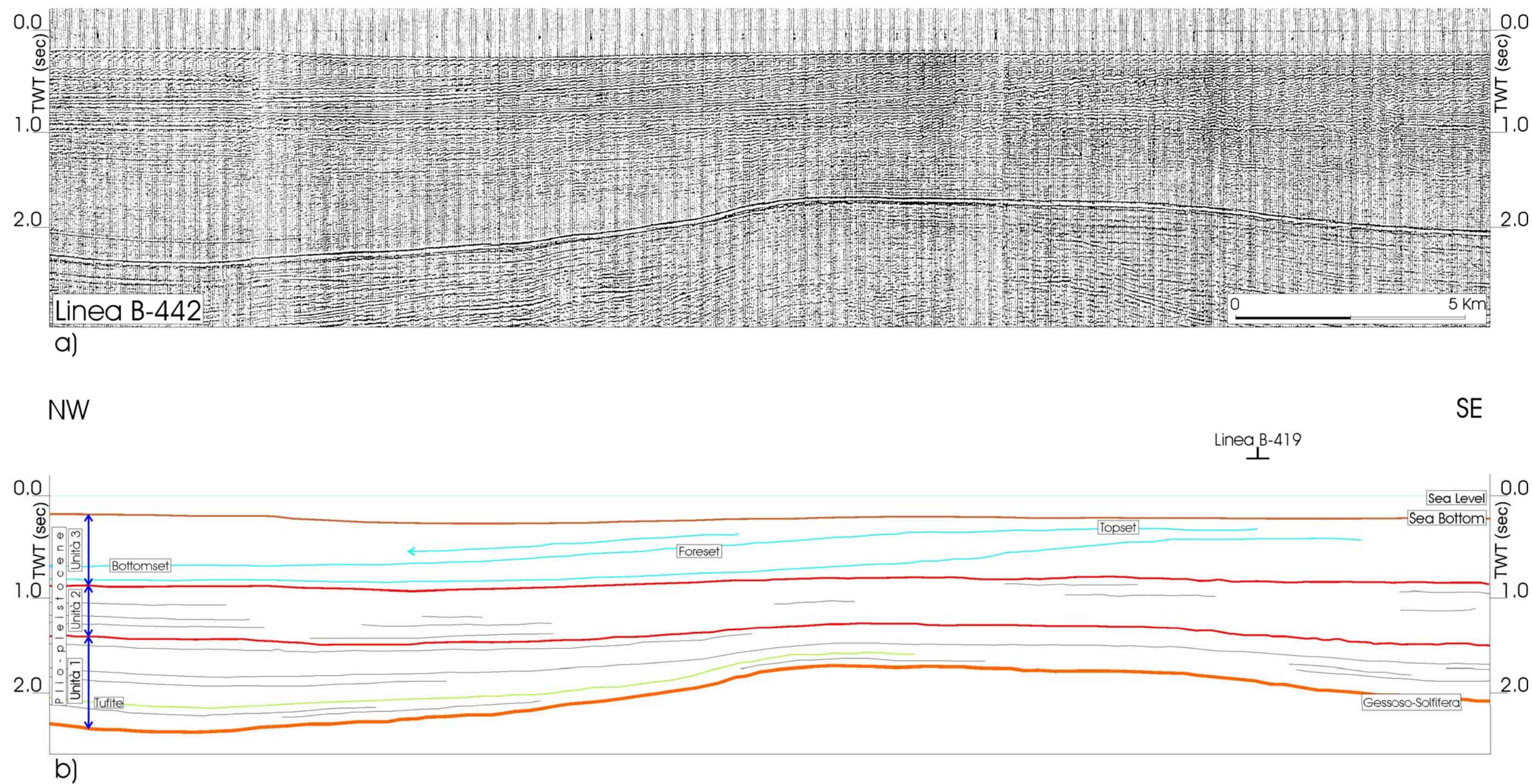


Fig. 3.3. a) Linea sismica stack B-442 non interpretata perpendicolare alla linea di costa (per l'ubicazione vedi fig. 1.1); b) Linea sismica interpretata che mette in evidenza i rapporti geometrici delle tre unità sismiche e delle relative sismofacies distinte nei depositi plio-pleistocenici, nonché l'orizzonte guida della tufite medio-pliocenica.

3.1.1 Unità I

È una unità sismica costituita da riflettori continui di moderata ampiezza e frequenza con terminazioni in onlap sul margine orientale. In questa unità sono riconoscibili due sismofacies separate da una coppietta di riflettori forti e continui ad ampiezza elevata che corrisponde, nei pozzi, ad un livello tuffitico attribuibile al Pliocene medio e che rappresenta un orizzonte guida a livello regionale:

1. La sismofacies inferiore 1a (un esempio è la fig. 3.2) è rappresentata da riflettori continui, paralleli che lateralmente si perdono a costituire una facies trasparente che drappeggia il top della parte orientale del margine.
2. La sismofacies superiore 1b (fig. 3.2) è rappresentata da riflettori continui, divergenti, che sul margine orientale passano ad una facies trasparente.

Ambedue le sismofacies indicano depositi torbiditici che lateralmente passano a depositi emipelagici lutitici. Litologicamente le geometrie di queste sismofacies corrispondono (ad esempio nei pozzi Beatrice1, Silvana1 e Veronica1), come dappertutto nella porzione inferiore dei depositi pliocenici, a litologie a dominanza argillosa.

L'equivalente nel pozzo Silvana 1 della sismofacies 1a è caratterizzata da depositi in prevalenza argillosi che passano verso l'alto a depositi relativamente più sabbiosi (fig.3.5).

La curva del gamma ray che rappresenta la sismofacies 1a, nella parte bassa è caratterizzata da andamento a campana che indica una successione fining-upward e che più in generale consiste in depositi torbiditici. Verso l'alto la curva assume un serie di forme a mezzaluna che in genere indicano depositi di lobi deltizi. Segue una sequenza coarsening-upward con la caratteristica forma ad imbuto. Al di sopra di quest'ultima la curva data l'abbondanza di sabbia assume andamento cilindrico. Il tratto finale di questo intervallo è caratterizzato da andamento cilindrico della curva del gamma ray in cui la frazione argillosa rappresenta la litologia dominante.

Nel tratto che definisce la sismofacies 1b, nella prima metà sono evidenti andamenti della curva del gamma ray senza un particolare trend che definiscono alternanze irregolari di sabbie e argille. Successivamente il trend della curva è assume una serie di due forme a imbuto che indicanti successioni coarsening-upward quindi un arricchimento verso l'alto di litologie sabbiose (fig. 3.5).

La presenza di depositi emipelagici lutitici nelle aree più orientali è testimoniata dal pozzo Enigma1 in cui i sedimenti pliocenici risultano condensati e le figure di G.R. e resistività assumono andamenti piuttosto lineari.

I riflettori divergenti nella sismofacies 1b indicano depositi più grossolani (quindi più sabbiosi) verso occidente che tendono a diventare più fini lateralmente. Una maggiore granulometria dei depositi testimonia un rinnovato apporto sedimentario dell'area di alimentazione.

L'unità I rappresenta nell'insieme depositi di avanfossa che, colmatando il bacino, fossilizzano la depressione morfologica. Essi sono equiparabili ai depositi di sin-rampa nel

quadro dei sistemi deposizionali di avanfossa e di avampaese descritti in Patacca & Scandone (2004) e che si sviluppano lungo il margine dell'Appennino meridionale e in Sicilia. Il riflettore prominente all'interno della unità sismica I corrisponde nei pozzi (Elsa 1, Silvana 1, Beatrice 1, Milly 1) ad un livello tufitico correlabile con la tufite (~2,9 M.a) che affiora in tutto il margine pedeappenninico dell'Appennino centro meridionale.

Ad un'analisi più attenta dell'andamento dei riflettori (fig. 3.2) si nota come nella porzione più bassa dell'unità 1-a i riflettori appaiono sub orizzontali, mentre tendono ad assumere inclinazioni di circa 1° - 3° verso NE quasi in prossimità dell'orizzonte tufitico.

La geometria di questi riflettori implica una persistenza della subsidenza del bacino di avanfossa per tutto il Pliocene inferiore e parte del Pliocene medio.

Verso oriente una blanda attività deformativa per tutto il Pliocene è documentata da riflettori che assumono aspetti disorganizzati (fig. 3.4) caratterizzati da discontinuità, ampiezza variabile e disposizione caotica. La geometria di questi riflettori testimoniano instabilità del bacino di sedimentazione e fenomeni di trasporto in massa generate essenzialmente dal sollevamento e dall'erosione di strutture da thrust vergenti verso oriente.

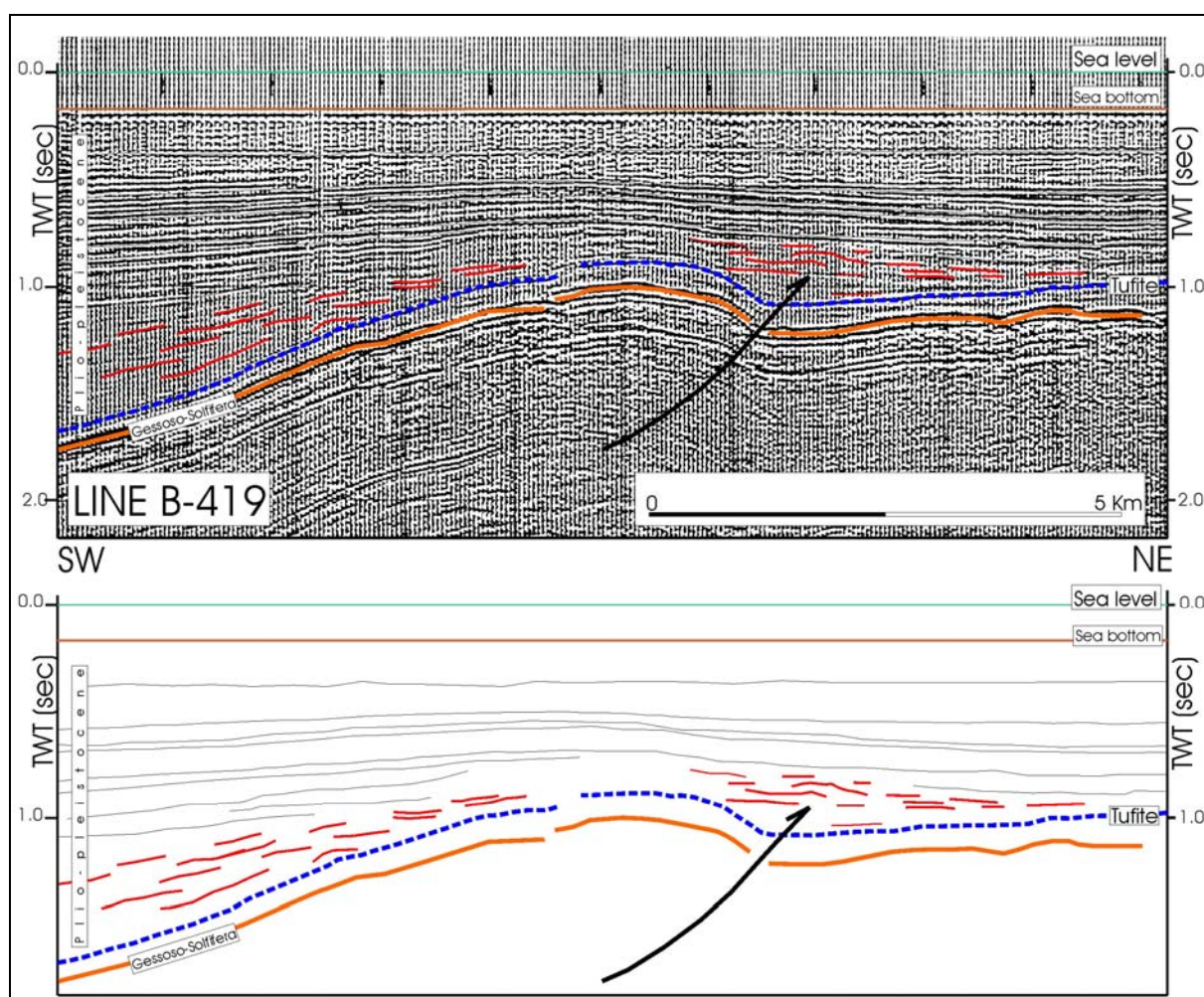


Fig. 3.4. Particolare dei riflettori ad andamento caotico nei depositi plio-pleistocenici post-tufite.

3.1.2. Unità II

La seconda unità di età pleistocenica p.p. è caratterizzata soprattutto da clinoformi oblique e sigmoidi che progradano in offlap verso il bacino (fig. 3.2). Questa unità, avendo uno spessore uniforme forma un corpo quasi tabulare, a differenza dell'unità I che formava un cuneo clastico. Lo spessore dell'unità II si aggira intorno ai 1000 m.

Nell'unità II sono state individuate tre sismofacies che testimoniano differenti situazioni tettono-sedimentarie sviluppatesi nel corso del Pleistocene.

1. la prima sismofacies, (2a in fig. 3.2) è caratterizzata da riflettori caotici, poco continui che formano nell'insieme una struttura di tipo mound passante lateralmente a riflettori continui con downlap bidirezionale.
2. la seconda sismofacies (2b) è caratterizzata da clinoformi oblique leggermente concave verso l'alto, che immergono debolmente verso E-NE (fig. 3.2) I riflettori presentano discreta continuità. Questa sismofacies presenta foresets e bottomsets ben sviluppati mentre manca dei topsets.
3. l'ultima sismofacies (2c) è caratterizzata da clinoformi sigmoidi progradanti verso E-NE in cui sono ben sviluppati il topset, il foreset ed il bottomset (fig. 3.2). Si presentano discretamente continui in particolare l'ultima copietta di riflettori che segna il limite con la terza unità. Le clinoformi lateralmente passano a facies sismiche caotiche molto simili a quelle della sismofacies 2a, testimoniando quindi anche in questo caso l'interferenza tra depositi alimentati da direzioni tra loro circa perpendicolari.

Il gruppo dei riflettori dell'unità II corrispondono nei logs di pozzo ad alternanze di argille e sabbie di età pleistocenica in cui la curva di G.R. è caratterizzata da andamento cilindrico nella porzione inferiore in cui abbonda la frazione argillosa seguito da una forma a campana che rappresenta una successione fining-upward (fig. 3.5).

La geometria deposizionale dei mounds suggerisce la presenza di depositi di lobi deltizi a sviluppo longitudinale, paralleli alla linea di costa, interferenti con i corpi progradanti verso NE delle sismofacies 2b e 2c.

Lo sviluppo di facies che passano da clinoformi oblique a clinoformi sigmoidi generalmente indicano due fasi deposizionali: le clinoformi oblique indicano forte apporto sedimentario grossolano (perciò mancano i topsets, per erosione) le clinoformi sigmoidi indicano invece deposizione di sedimenti più fini e quindi maturità degli alvei fluviali nell'area di alimentazione, a testimonianza di una fase stabilità e quiescenza tettonica.

3.1.3. Unità III

Questa ultima unità sismica come la precedente è di età Pleistocenica. I riflettori che la caratterizzano generalmente presentano scarsa continuità ed elevata variabilità in ampiezza e frequenza. Nei profili a direzione EW i riflettori dell'unità III appaiono suborizzontali o al più

con una debole inclinazione verso SW e terminano in onlap contro lo slope formato dalle strutture offlap dell'unità II (fig. 3.2). Nei profili a direzione NW-SE i riflettori appaiono come clinoformi sigmoidi progradanti con ben sviluppati topsets, foresets e bottomsets (fig. 3.3).

I riflettori ad andamento sigmoide mostrano topsets e bottomsets debolmente inclinati verso N-NW

Lo sviluppo di queste facies sismiche è legato allo sviluppo di importanti sistemi fluviali deltizi che depositano sedimenti provenienti dallo smantellamento di aree continentali in sollevamento. Ori et al. (1986), considerano queste geometrie come il prolungamento del sistema deposizionale della piana del Po.

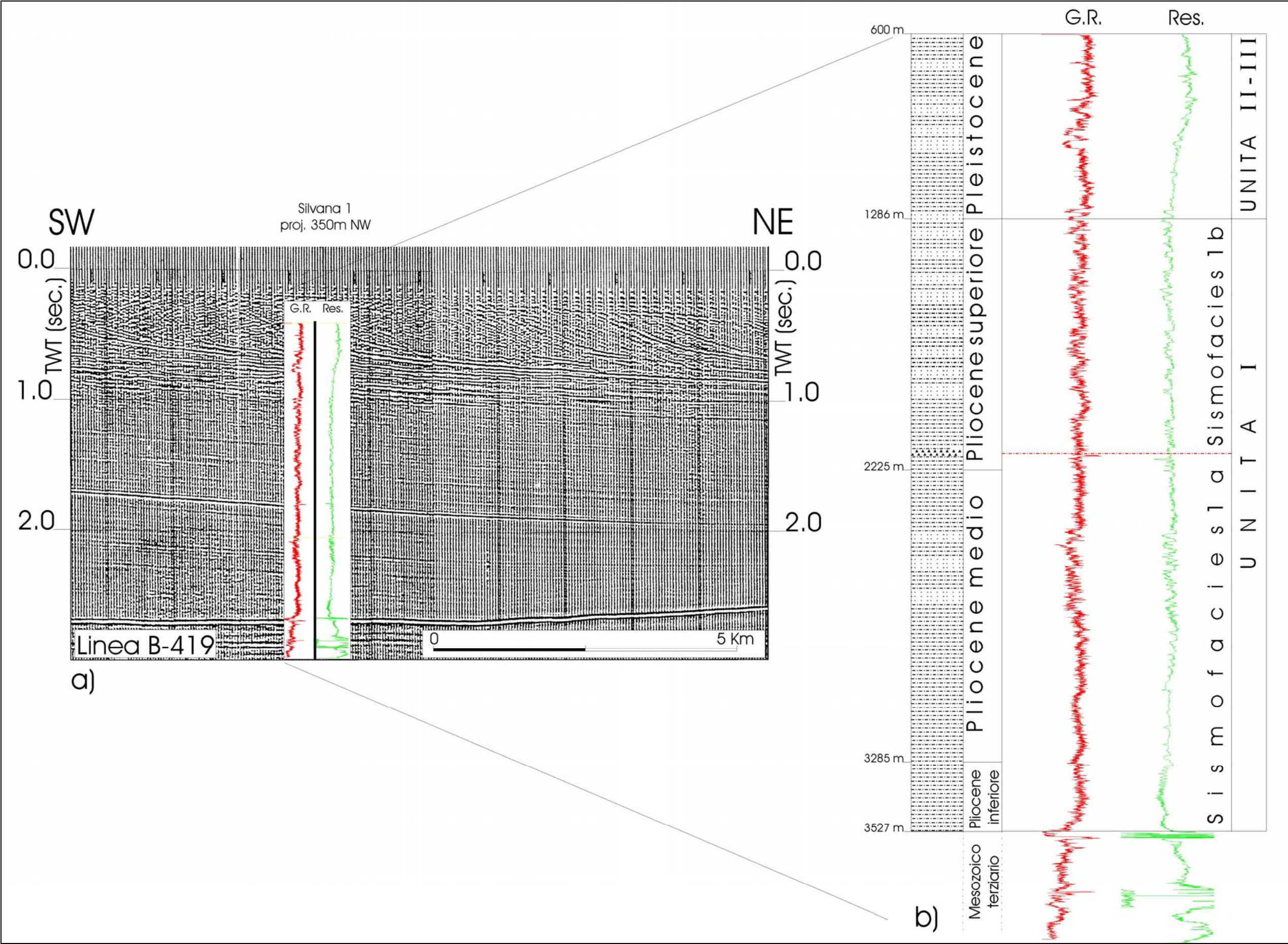


Fig. 3.5. Tratto della linea sismica stack B-419 su cui è stato proiettato il log della porzione plio-pleistocenica del pozzo Silvana 1. b) Particolare ingrandito del log elettrico della porzione plio-pleistocenica del pozzo Silvana 1

.3.2. - La Formazione Gessoso – Solfifera

La base dei depositi plio-pleistocenici è marcata nelle sezioni sismiche da una coppietta riflettori con ampiezza elevata (figg. 3.2-3.4). Questi riflettori corrispondono nei logs di pozzo, a depositi evaporitici (anidridi) marcati da brusche inflessioni delle curve del gamma ray, del potenziale spontaneo e della resistività (fig. 3.6). In corrispondenza di questi depositi, in genere compresi tra depositi pelitici, si verifica infatti un brusco aumento nei valori della resistività associato ad un lieve decremento del gamma ray. Nei logs di pozzi più vecchi la curva del potenziale spontaneo mostra generalmente valori incrementali con inflessioni verso valori negativi meno significativi rispetto a quelle offerti dalla curva del gamma ray.

L'orizzonte Messiniano raggiunge nei pozzi spessori generalmente inferiori ai 100 m. In alcuni tratti dell'area occidentale adriatica, a causa della presenza di canali erosionali, le evaporiti sono assenti e le figure sismiche plioceniche in questo caso poggiano direttamente sui depositi carbonatici terziari (fig. 3.2).

I depositi evaporitici attraversati dai pozzi e riconoscibili facilmente nelle linee sismiche per la forte ampiezza e continuità dei riflettori che genera, sono equiparabili in superficie ai depositi costituenti la Formazione Gessoso-Solfifera. Si tratta di depositi di anidriti e calcari solfiferi, spesso associati ad altri sali minori. L'origine della Formazione Gessoso-Solfifera è attribuibile al disseccamento del Mediterraneo conseguente la chiusura dello stretto di Gibilterra. L'assenza di comunicazioni con le acque oceaniche atlantiche determinò condizioni di ipersalinità nell'intero Mediterraneo.

L'intensa evaporazione favorì la precipitazione in corrispondenza di depressioni morfologiche di grosse quantità di sali: principalmente gesso (solfato di calcio) e cloruri. L'evento, noto in letteratura come "Crisi di Salinità del Messiniano", portò alla deposizione di successioni sedimentarie spesse in media sui 60-80 m costituita quasi ovunque da una sedimentazione ciclica di gessi alternati a livelli sottili di argille bituminose.

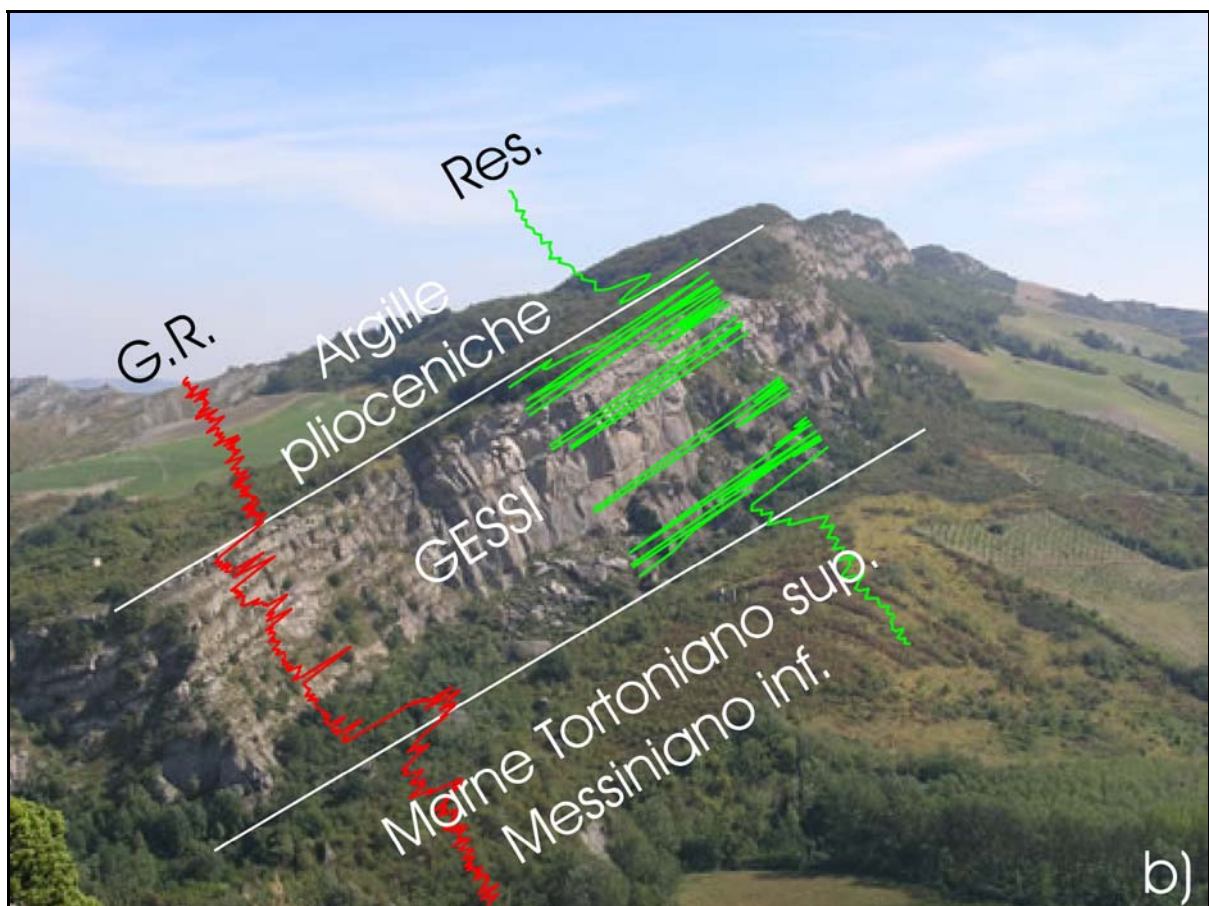
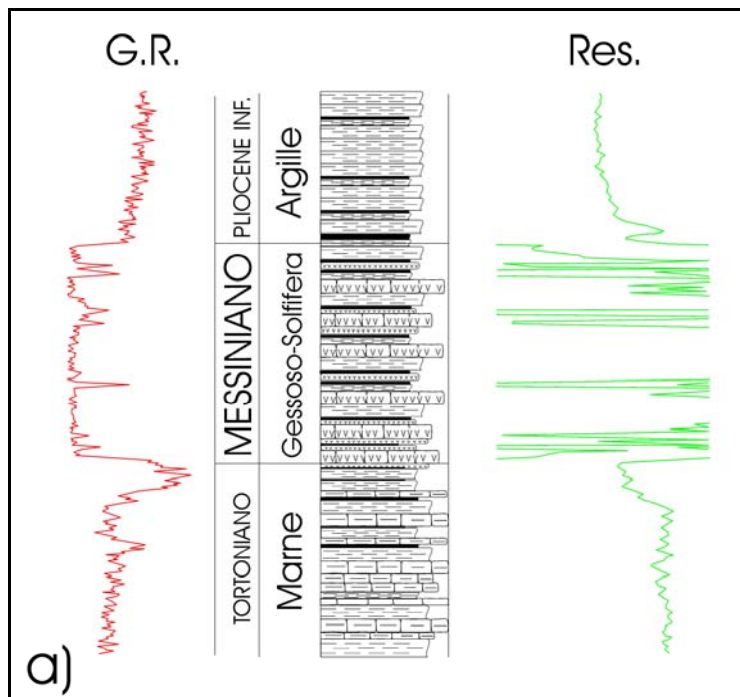


Fig. 3.6. a) Esempio di curve di gamma ray e resistività così come appaiono nelle diagrafie di un pozzo per esplorazioni petrolifere (Elsa 1) in corrispondenza dei depositi della formazione Gessoso-Solfifera; b) Formazione Gessoso-Solfifera alla Vena del Gesso, Emilia Romagna. Spettacolare affioramento dell'orizzonte evaporitico messiniano.

3.3 le successioni mesozoico–terziarie pre-evaporiti

In base alle caratteristiche sismiche la successione mesozoico-terziaria dell'avampaese Adriatico può essere suddivisa in due gruppi principali: le sismofacies che individuano le aree di piattaforma e quelle che individuano le sismofacies di bacino.

Le prime sono caratterizzate da facies trasparenti su cui è molto difficile effettuare il picking dei riflettori. Le figure elettriche in corrispondenza di questa facies generalmente mostrano curve con andamenti piuttosto lineari.

Le seconde invece sono caratterizzate da facies sismiche a frequenza variabile a seconda dalle unità sismiche riconosciute con riflettori che presentano ottima continuità laterale. I logs di pozzo mostrano elettrofacies eterogenee e svolgono una funzione essenziale e fondamentale nella fase di taratura della linea sismica.

Tra queste due zone si interpone un'area in cui le facies sismiche risultano caotiche, queste facies definiscono il raccordo, o la zona di transizione, tra piattaforma e bacino. Queste aree negli equivalenti in affioramenti di superficie corrispondono alle aree di margine e scarpata.

Un'altra sismofacies significativa si sviluppa nei settori di alto strutturale, questa è caratterizzata da immagini sorde e generalmente nei profili corrispondono a rilevanti dislocazioni dovute alla tettonica influenzata dalla risalita dei sali triassici o allo sviluppo di importanti thrust.

Obiettivo principale di questo lavoro è stato quello di analizzare le linee sismiche dell'offshore adriatico focalizzando l'attenzione sulle successioni mesozoico–terziarie pre-messiniano. L'analisi sismostratigrafica delle linee sismiche è stata integrata con osservazioni di terreno nelle varie zone dell'Appennino e dell'avampaese Apulo, nelle aree dove le successioni sia di piattaforma che di bacino sono ben esposte e dove i rapporti geometrici tra successioni di piattaforma e successioni di bacino sono rimasti pressochè intatti.

4. LE SUCCESSIONI MESOZOICO–TERZIARIE PRE-EVAPORITI

Prima di passare all'analisi sismostratigrafica dei depositi pre-evaporiti presenti in Adriatico è opportuno, per inquadrare meglio l'evoluzione paleogeografica di quest'area, fornire informazioni stratigrafiche sulle aree dell'Appennino ove affiorano gli equivalenti delle successioni attraversate in sottosuolo dai pozzi profondi per ricerche di idrocarburi.

Come accennato nell'introduzione, le successioni mesozoico-terziarie che compongono l'avampaese adriatico sono i relitti di un sistema deposizionale piattaforma-bacino di tipo Bahamiano sviluppatosi a partire dal Giurassico.

Gli unici relitti affioranti di questo sistema deposizionale carbonatico, che conservano integri i rapporti sedimentari originali tra piattaforma e l'antistante bacino, sono il promontorio del Gargano, che è parte dell'avampaese Apulo, e la montagna della Majella. A queste vanno aggiunte le successioni umbro-marchigiane che rappresentano un esempio di sedimentazione nelle zone più distali dei bacini. La Montagna della Majella, le successioni bacinali umbro-marchigiane (appartenenti al sistema a *thrust* appenninico, vedi fig. 4.1) e il promontorio del Gargano (appartenente all'avampaese appenninico) rappresentano il miglior esempio per studiare ed analizzare le geometrie deposizionali che caratterizzano i sistemi piattaforma-bacino.

La montagna della Majella, situata nell'Appennino abruzzese circa 30 Km a SE di Pescara (Fig. 4.2) è uno dei picchi più alti dell'Appennino (raggiunge i 2800 m al Monte Amaro) e rappresenta uno dei numerosi thrust-sheet della porzione più esterna del sistema appenninico. Si tratta di una piega anticlinale asimmetrica vergente verso est caratterizzata da un'ampia zona di cerniera con asse orientato NW-SE nella parte settentrionale e N-S nella parte meridionale con fianco orientale da subverticale a rovesciato.

La Montagna della Majella è un esempio di transetto piattaforma-bacino relativamente poco deformato che si estende per una lunghezza di circa 20 Km. Il margine del sistema piattaforma-bacino è orientato circa E-W.

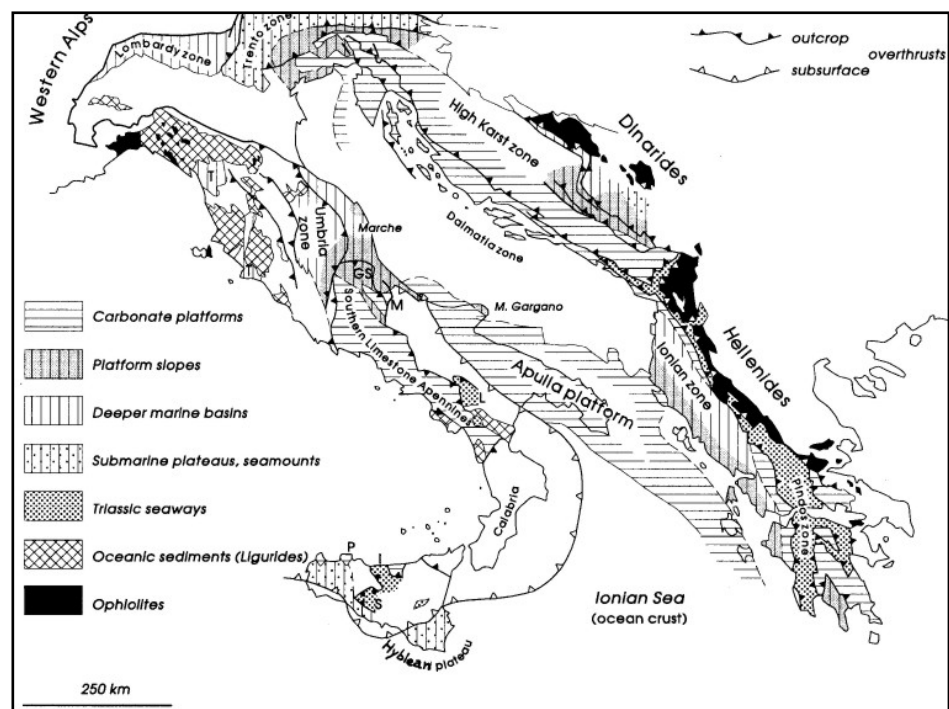
La successione è costituita, come noto in letteratura (Accarie 1988; Accordi & Carbone 1988; Catenacci 1974; Crescenti 1969; Crescenti *et al.* 1969), da una potente successione carbonatica di età compresa tra il Trias superiore e il Miocene medio-superiore. Le variazioni di facies riflettono le più importanti variazioni eustatiche del livello del mare, ma soprattutto l'evoluzione paleo-tettonica dell'area.

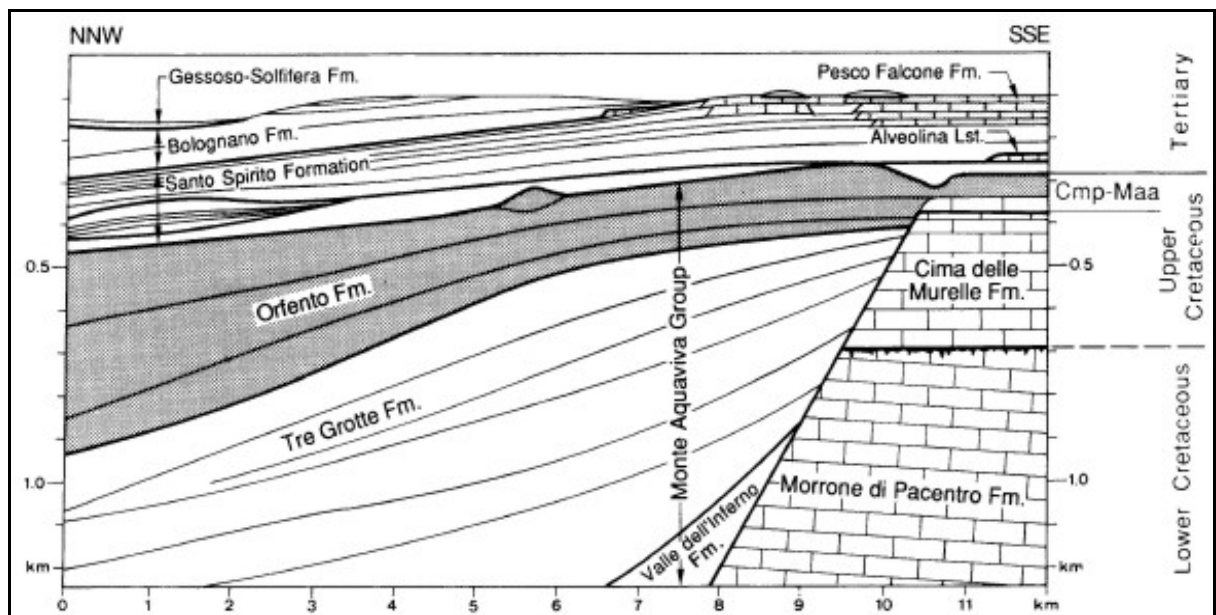
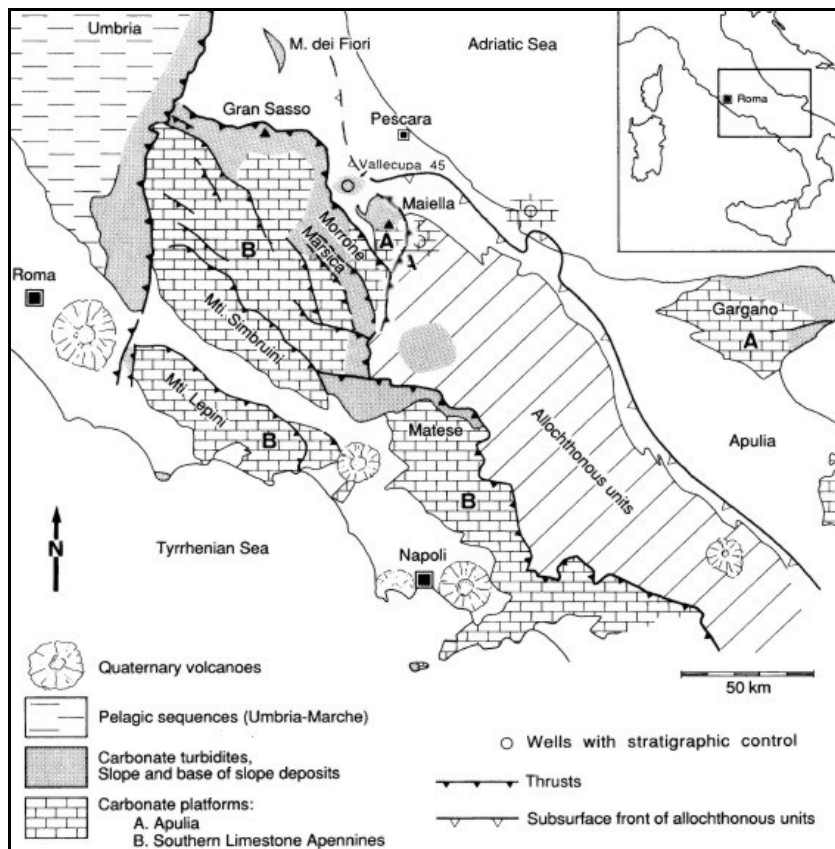
A partire dal Giurassico, più precisamente con la tettonica estensionale liassica medio-superiore che ha agito come un progressivo *block-faulting* verso S, la Majella appare divisa in due domini paleogeografici: uno meridionale rappresentato da una piattaforma protetta e dal suo margine (Crescenti *et al.*, 1969; Accarie, 1988) ed uno settentrionale costituito da un dominio bacinale (fig. 4.3).

L'area di piattaforma isolata subisce, al limite Albiano–Cenomaniano, un'esposizione subaerea con conseguente formazione di bauxiti e brecce carsiche.

Durante il Cretaceo superiore il bacino viene parzialmente colmatato e, a partire dal Campaniano, il sistema piattaforma-bacino lascia il posto ad un sistema di rampa carbonatica di mare basso (tipo Golfo Persico) con due importanti episodi di non sedimentazione rispettivamente nell'Eocene inferiore e nell'Oligocene superiore-Burdigalliano. Nel bacino, a partire dal Campaniano, si accumulano ingenti quantità di risedimenti grossolani, seguite nel settore settentrionale, da facies di rampa carbonatica distale che nel Miocene inferiore e nel Tortoniano evolvono in facies meno profonde (Formazione di Bolognano). Queste ultime vengono ricoperte, nel Messiniano inferiore, da marne calcaree contenenti foraminiferi planctonici e bentonici della zona a *B. echinata* ai quali si associano ostracodi marini costituenti una fauna ben diversificata. La successione prosegue attraverso marne e marne calcaree bioturbate con echinidi, brachiopodi e lamellibranchi associati ad una ricca associazione a foraminiferi planctonici appartenenti alla biozona *G. multiloba*. Seguono infine i depositi evaporitici tipici della Formazione Gessoso-Solfifera (calcare di base e gessi) con spessori fino a 50-60 m come nella zona di Roccamorice. Ai gessi succedono una decina di metri di peliti con faune oligotipiche ed ostracodi di ambiente ipoalino (Patacca *et al.* 1991/2).

Fig. 4.1. Lineamenti strutturali dell'area peri-Adriatica (da Bernoulli 2001).





Il promontorio del Gargano consiste di una potente successione carbonatica giurassico-cretacea rappresentativa di due ambienti deposizionali: uno più interno a sedimentazione di mare basso, l'altro, esposto alla estremità orientale del promontorio, è caratterizzato da una sedimentazione di slope-bacino prossimale (fig.4.4).

Lo spessore della successione giurassico-cretacea può essere stimato intorno ai 3000-3500 m. Questa potente successione di piattaforma carbonatica, che nella parte orientale del promontorio è sostituita da depositi di scarpata e bacino rappresentati da calcari bianchi selciferi sottilmente stratificati e spesso caoticizzati per fenomeni di frane sottomarine (Formazione della Maiolica e della Scaglia), giace su di un altrettanto potente complesso dolomitico-evaporitico appartenente alla Formazione delle Anidriti di Burano (Martinis & Pieri, 1963) del Triassico superiore.

Secondo il modello paleogeografico proposto da Mattavelli & Pavan, 1965; Pavan & Pirini, 1966, durante il Giurassico superiore le due successioni erano collegate da un pendio deposizionale. L'area di piattaforma era costituita da un'ampia fascia di scogliera (Calcare di Monte Sacro) situata sul margine e da lagune interne a sedimentazione oolitica o comunque particellare nelle aree più interne o protette (Calcari oolitici di Coppa Guardiola). Per quanto riguarda la porzione cretacea secondo Cremonini *et al.*, (1989), se si eccettua una piccola area a occidente di Monte S. Angelo, un margine ben definito di piattaforma è assente. Esistono invece, verso S-W vasti affioramenti di calcari lagunari e peritidali del Cretaceo inferiore (Formazione di San Giovanni Rotondo). Verso oriente, come già accennato, si sviluppano sedimenti bacinali e di scarpata (Formazione di Mattinata, Formazione di Monte Acuto, Maiolica e Scaglia; vedi fig. 4.5) di età cretaceo-paleocenica. Nella piana di S. Giovanni Rotondo (fig. 4.4) affiorano depositi bauxitici che giacciono su di una pronunciata superficie di erosione di età compresa tra l'Albiano e il Cenomaniano e che documentano un periodo di marcata emersione delle aree di piattaforma in tutta la Puglia e, più in generale dell'Italia meridionale (Crescenti & Vighi, 1964). In tutta l'area costiera da Vieste a Peschici, e a sud di Mattinata (fig.4.4) sono presenti depositi pelagici dell'Eocene medio, con intercalazioni di calcareniti e breccie. Essi giacciono in non conformità su sedimenti bacinali (Scaglia) del Cretaceo superiore e del Paleocene. Questa successione, a suo tempo denominata "Calcari a Nummuliti di Peschici" (Pavan & Pirini, 1966; Martinis & Pavan, 1967) e considerata come deposito "trasgressivo" da Martinis, 1964; Pavan & Pirini, 1966, Martinis & Pavan, 1967, come deposito di scogliera da De Dominicis & Mazzoldi, 1989 e come depositi detritico-organogeni da Ortolani & Pagliuca, 1989, indica in realtà un sistema deposizionale alquanto complesso e composito, con spessore massimo affiorante (manca il tetto) di circa 350 m. Tutta la vasta area degli affioramenti costieri tra Vieste e Peschici consiste di megabreccie, calcitorbiditi e micriti pelagiche dell'Eocene medio (Formazione di

Peschici di Bosellini *et al.*, 1993) testimonianti secondo questi ultimi autori una vasta conoide sottomarina.

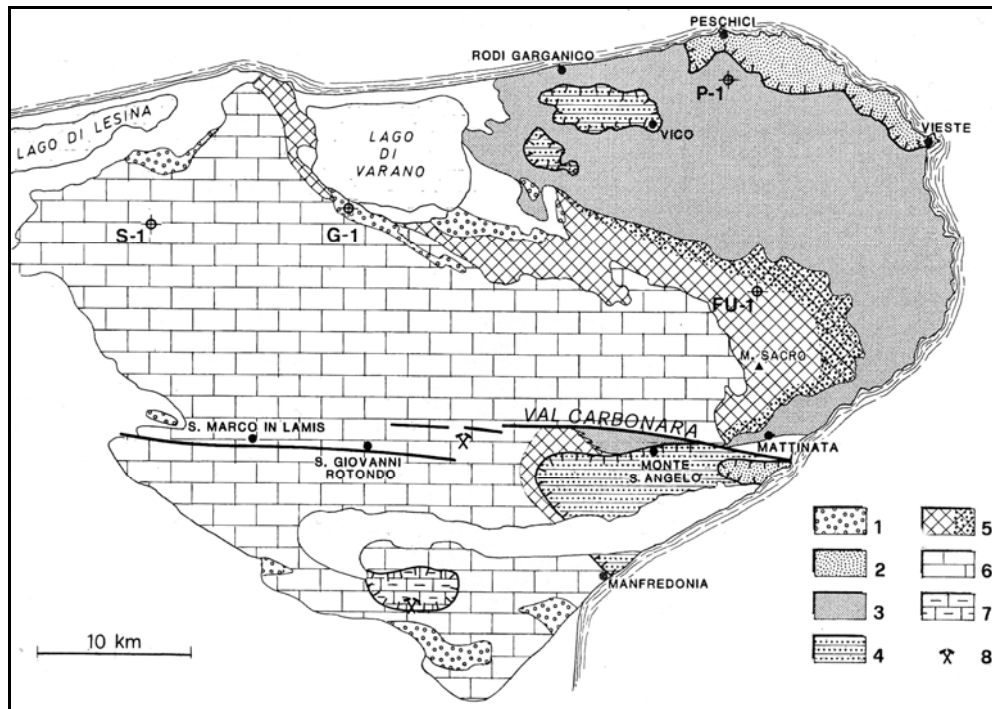


Fig. 4.4. Carta geologica del Gargano. 1. Calcareni mioceniche; 2. Sequenza di Monte Saraceno (Eocene medio); 3. Micriti selcifere intensamente deformate da fenomeni sinsedimentari (Maiolica e Scaglia, Cretaceo); 4. Megabreccia di Monte S. Angelo e Formazione di Monte Acuto (Albiano sommitale-Paleocene); 5. margine della piattaforma giurassico-cretacea e facies contigua di pendio-scarpata; 6. Calcari di piattaforma (Malm-Cretaceo inferiore); 7. Calcari di piattaforma (Cretaceo superiore); 8. Bauxite. (da Bosellini *et al.*, 1993).

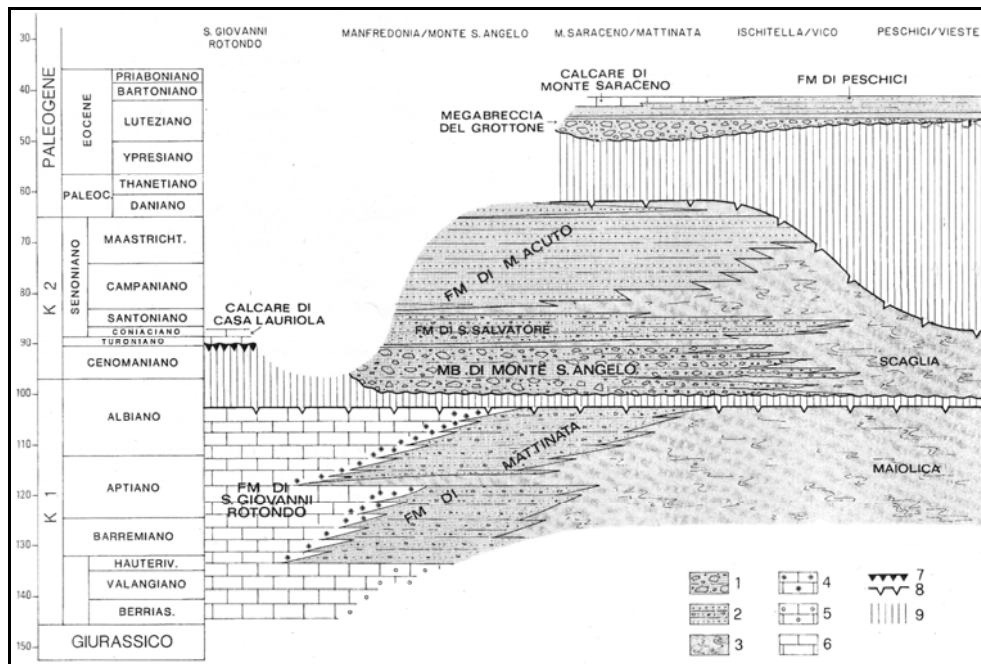


Fig. 4.5. Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi cretaceo-eocenici affioranti nel promontorio del Gargano. 1. Breccie e megabrecce; 2. Calcareni torbiditiche, breccie e micriti selcifere associate; 3. Micriti selcifere intensamente deformate da fenomeni di *slumping*; 4. Margine di piattaforma carbonatica biocostruito; 5. Margine di piattaforma carbonatica sabbioso; 6. Calcari di piattaforma in parte peritidali; 7. Orizzonte bauxitico; 8. Contatti erosivi; 9. Hiatus (da Bosellini *et al.*, 1993).

Una facies costituita di calcari a nummuliti di acque basse (Calcare di Monte Saraceno) è presente localmente nella zona di Monte Saraceno, a testimoniare che tutto il sistema eocenico progradava verso est a partire dall'alto morfologico-strutturale del Gargano. Va infine citata la presenza, ai margini settentrionale e occidentale del Gargano, di piccoli lembi di depositi carbonatici miocenici (Calcarenite di Apricena, Pietra leccese) e pliocenici che giacciono in discordanza sui terreni giurassico-cretacei (Boni *et al.*, 1969; Borsetti *et al.*, 1970; Cremonini *et al.*, 1971; D'Alessandro *et al.*, 1979).

I depositi di scarpata, base scarpata e bacino del Gargano sono confinati nella parte più orientale (fig. 4.4) e appartengono in larga parte al Cretaceo e all'Eocene medio.

Sulla base dei rapporti stratigrafici a grande scala e della presenza di evidenti lacune (hiatus) temporali a scala regionale, l'intera successione cretaceo-eocenica garganica può essere suddivisa in tre sequenze deposizionali maggiori. Tali sequenze secondo Bosellini *et al.*, 1993 mostrano un'organizzazione interna ben definita che, in termini sequenziali, possono essere considerati delle supersequenze o cicli di 2° ordine (Vail *et al.*, 1991). Queste sequenze sono state denominate *Sequenza di Mattinata*, *Sequenza di Monte Sant' Angelo* e *Sequenza di Monte Saraceno* (fig. 4.5).

Il sistema a pieghe umbro-marchigiano, esempio affiorante delle successioni giurassico-terziarie bacinali perforate in adriatico è localizzato nell'Appennino settentrionale ed è posto tra il fronte della falda del Trasimeno-Falterola-Cervarola (ad Ovest) e i depositi sub-appenninici plio-pleistocenici ad Est (fig. 4.6).

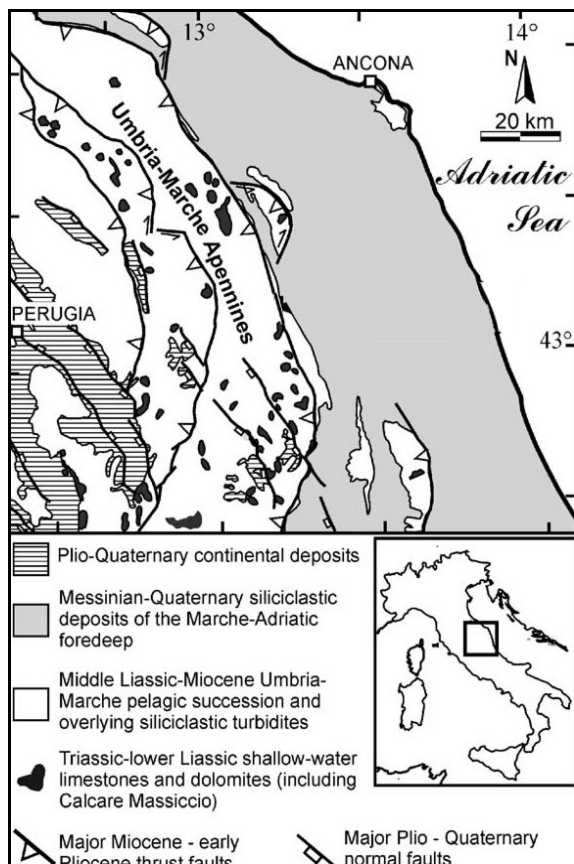


Fig. 4.6. Schema strutturale dell'area umbro-marchigiana (da Di Naccio *et al.*, 2004).

Dal punto di vista della successione sedimentaria l'Appennino umbro-marchigiano può essere suddiviso in due grandi insiemi: un basamento seguito dalle evaporiti del Triassico e la sovrastante copertura sedimentaria mesozoico-cenozoica rappresentata dalle unità litostratigrafiche illustrate in fig. 4.7.

- Il basamento è stato perforato in alcuni pozzi (pozzo Perugia 2) ma non si conosce in affioramento (Martinis & Pieri, 1964). Le evaporiti triassiche affiorano raramente (Cava Cenerente, Perugia); tuttavia alcune perforazioni effettuate al nucleo delle anticlinali ne attraversano uno spessore di circa 2000 m. Lo spessore pre-deformazione è probabilmente inferiore ed è stato stimato in circa 1000 m (Lavecchia & Piali, 1980). Alle evaporiti triassiche seguono calcari di piattaforma di mare basso di età Lias inferiore appartenenti alla Formazione del Calcare Massiccio.
- La copertura sedimentaria giurassico-terziaria consiste, nella sua parte inferiore, di calcari emipelagici del Giurassico inferiore fino al Miocene medio seguiti dai depositi evaporitici del Messiniano e nella parte superiore da depositi silicoclastici di tipo "flysch" di età neogenica (1500-2000 m). La sequenza giurassico-cretacea comprende unità stratigrafiche costituite da varie litologie nella regione umbro-marchigiana essa è controllata da una fase tettonica distensiva che nel Giurassico ha prodotto successioni sedimentarie di spessore ridotto e lacunose (sequenze condensate) in corrispondenza di alti morfologici e successioni potenti in corrispondenza di bacini (Colacicchi *et al.*, 1970; Centamore *et al.*, 1971; Farinacci *et al.*, 1981).

I primi sedimenti marini depositi nell'area umbro-marchigiana sono ascrivibili al Norico quando, a seguito di una trasgressione su un'area tabulare stabile e in condizioni di clima arido si sviluppano tre litofacies principali riconosciute esclusivamente in sondaggio: evaporiti, dolomie e alternanze di calcari e marne.

I sedimenti delle prime due litofacies costituiscono la Formazione delle Anidriti di Burano, caratterizzata quindi da un'alternanza di dolomie e anidriti, depostesi in ambienti lagunari di sabkha.

Successivamente, nell'Hettangiano, e in parte nel Sinemuriano, si sviluppa un ambiente di piattaforma carbonatica con facies anche di alta energia (barre oolitiche), di laguna, di piana tidale a cui corrispondono sedimenti carbonatici massivi con spessori di alcune centinaia di metri appartenenti alla formazione del Calcare Massiccio (Colacicchi *et al.*, 1970; Centamore *et al.*, 1971).

Nel Sinemuriano superiore nella regione umbro-marchigiana avviene l'annegamento della piattaforma di mare basso e si individuano di conseguenza degli ambienti deposizionali bacinali diversificati che per tutto il Giurassico e anche nel Cretaceo inferiore, conferiscono al

fondo marino dell'area in esame una morfologia articolata in altofondi e depressioni, collegati da pendii più o meno inclinati.

Le unità litostratigrafiche del Giurassico conosciute in letteratura e attribuite all'area umbro-marchigiana sono: Calcare Massiccio del Burano, Calcare Massiccio del Monte Nerone, Corniola, Unità Calcareo Marnosa del Sentino, Formazione del Bosso, Calcarei Diasprigni, Maiolica e Formazione del Bugarone. Cresta *et al.*, (1989) propongono la suddivisione litostratigrafica così come viene illustrata nello schema di fig. 4.8, in cui sono state distinte le successioni che caratterizzano le aree bacinali, quelle di alto strutturale e quelle di raccordo tra le due. La base del Cretaceo è caratterizzata dai sedimenti appartenenti alla Maiolica. In tutto il Cretaceo e il Paleogene nel bacino umbro-marchigiano si ha un ambiente di sedimentazione pelagico più omogeneo, caratterizzato da una sedimentazione calcarea e prevalentemente calcareo marnosa contenente a luoghi selce in lenti e noduli (Scisti a Furoidi e Scaglia). Ben distinte caratteristiche litologiche e di colore permettono di ottenere un'ottima risoluzione stratigrafica (fig. 4.9).

M.A.	ERA	PERIODO	ETA'	UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE
		NEOGENE P.P.	Miocene sup	Gessoso solifera
			Miocene med.	Marnosa arenacea Schlier
			Miocene inf.	Bisciaro
22.5			Oligocene sup.	
			Oligocene inf.	Scaglia Cinerea
			Eocene sup	
			Eocene med.	Scaglia Variegata
			Eocene inf.	
55.0			Paleocene sup.	
			Paleocene inf.	
65.0			Maastrichtiano	Scaglia Rossa
			Campaniano	
			Santoniano	
			Coniaciano	
			Turoniano	
			Cenomaniano	Scaglia Bianca
			Albiano	Scisti a Furoidi
			Aptiano	
			Berremiano	
			Hauterviano	
			Valanginiano	
			Berresiano	
144			Tithoniano	Calcarei a Saccocoma Bugarone superiore
			Kimmerdgiano	Calcarei Diasprigni
			Oxfordiano	
			Calloviano	
			Bathoniano	
			Bajociano	
			Aaleniano	
			Toarciano	
			Pliensbachiano	
			Lotharingiano	
			Sinemuriano	
			Hettangiano	
195				
			TRIASSICO SUPERIORE	Calcarei a R. Contorta Anidriti di Burano

Fig. 4.7. Schema stratigrafico delle unità litostratigrafiche meso-cenozoiche della "successione umbro-marchigiana" (da Cresta *et al.*, 1989)

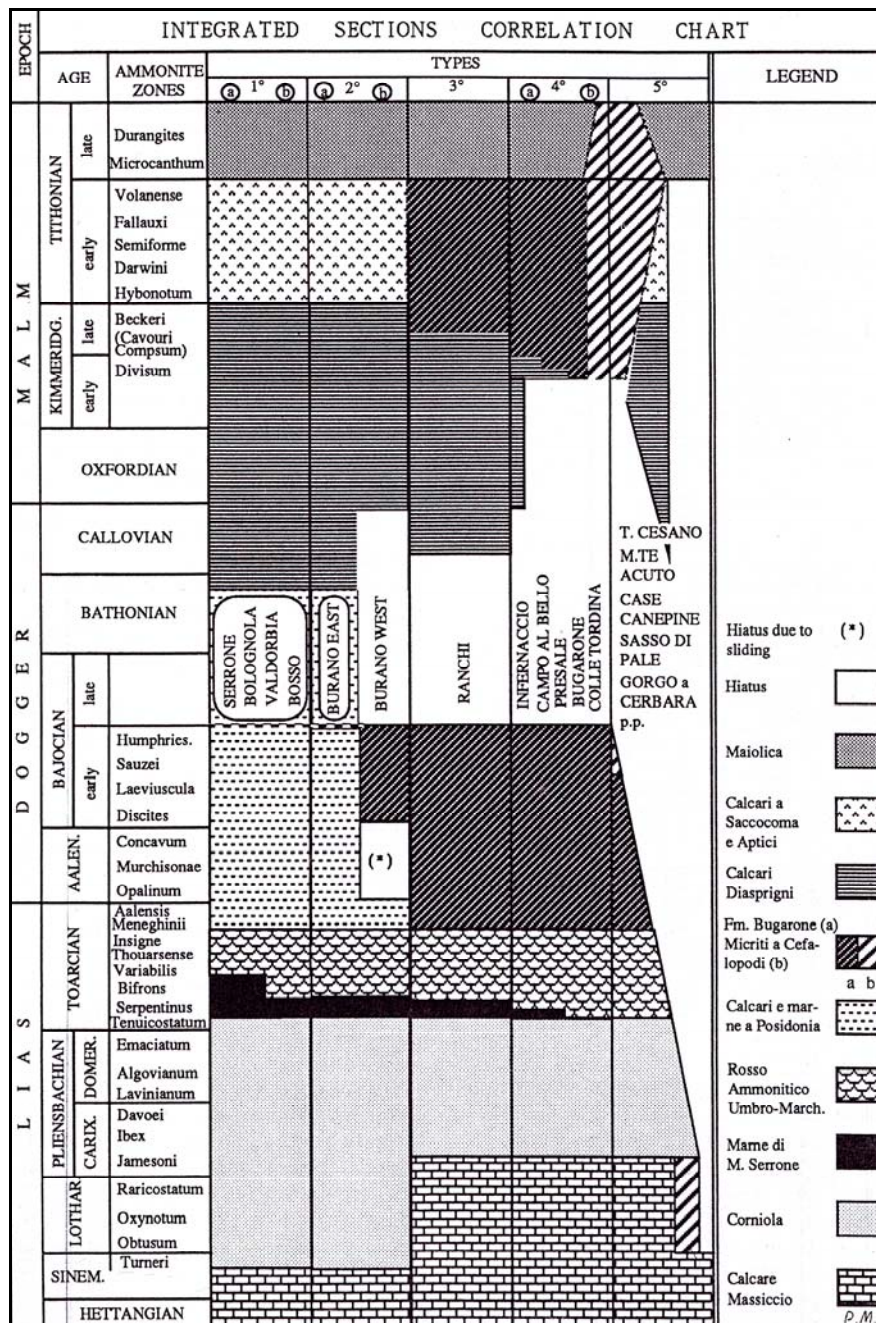


Fig. 4.8. Relazione stratigrafica tra le differenti successioni sedimentarie caratterizzanti il Dominio umbro-marchigiano (da Cresta *et al.*, 1989).

Nella successione bacinale dell'Umbria sud-orientale (fig. 4.9) sono presenti intercalazioni di livelli detritici scaricati dal margine della piattaforma che bordava il bacino umbro-marchigiano e frequenti *slumps* (Castellarin *et al.*, 1978; Colacicchi *et al.*, 1988; Monaco *et al.*, 1987; Alvarez *et al.*, 1977).

In tutta l'area i sedimenti appartenenti alla Maiolica presentano notevoli differenze di spessore, mentre quelli appartenenti alle unità litostratigrafiche più recenti presentano differenze di spessore via via minori e caratteristiche litologiche molto più omogenee (Cresta *et al.*, 1989).

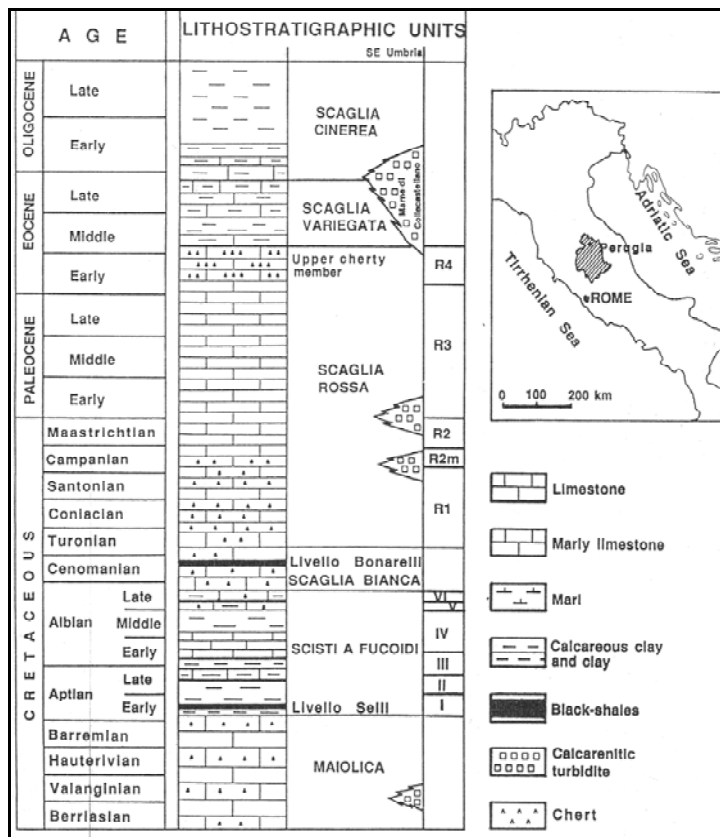


Fig. 4.9. Unità litostратigrafiche cretaceo-paleogeniche nell'area umbro-marchigiana (da Cresta *et al.*, 1989).

Nel Miocene cessa la relativa uniformità delle condizioni ambientali e sedimentarie instauratesi nel bacino umbro-marchigiano a partire dal Cretaceo inferiore. La morfologia del fondo di questo bacino viene continuamente modificata dalle compressioni dirette verso oriente. Di conseguenza la sedimentazione miocenica risulta fortemente controllata dalla migrazione verso Est del sistema catena-avanfossa (Boccaletti, 1986).

Questa breve sintesi sulla stratigrafia delle aree di piattaforma e bacino affioranti in superficie è finalizzata ad esemplificare attraverso oggetti concreti le unità sismiche individuate nel sottosuolo dell'Adriatico. Agli schemi stratigrafici illustrati sopra si farà infatti riferimento nel corso dell'analisi sismostratigrafica. Nei paragrafi successivi infatti alle caratteristiche sismiche ed elettriche delle singole unità sismostratigrafiche, come si evince dall'analisi di profili sismici e di logs di pozzo, saranno associate le caratteristiche di facies degli equivalenti in superficie.

La linea sismica B-427 in fig. 4.10 sintetizza molto bene quella che è l'architettura deposizionale delle successioni mesozoico terziarie presenti nell'Adriatico.

Attraverso il line-drawing del profilo sono state messe in evidenza le varie aree di sedimentazione dalle aree di piattaforma alle aree bacinali e di alto fondo sottomarino.

Nella descrizione delle unità sismiche individuate si prenderanno in considerazione prima le aree bacinali e quindi le aree di piattaforma.

4.1 Aree di Bacino

Le aree bacinali sono rappresentate da sismofacies caratterizzate generalmente da riflettori discretamente continui, espressione di alternanze litologiche, che testimoniano un ambiente deposizionale di bassa energia (figg. 4.10; 4.11). In alcune aree (indicate con la lettera H in figg. 4.10 e 4.11) i riflettori assumono forme divergenti causate dalla tettonica sin-sedimentaria, dovuta soprattutto alla risalita dei depositi salini triassici.

In questo contesto si individuano settori riferibili ad aree di scarpata e aree di altofondo sottomarino.

Le aree di scarpata sono caratterizzate da sismofacies con andamento dei riflettori caotico e discontinuo. L'andamento caotico dei riflettori suggerisce in genere variabilità delle condizioni durante la deposizione o fenomeni di risedimentazione successiva così come accade per processi di slumping e di sliding. L'individuazione e il riconoscimento di sismofacies riferibili ad una precisa unità litologica in queste zone è molto difficile. Nelle aree di scarpata infatti, i depositi sono composti principalmente da corpi detritici, di origine gravitativa dovuti al collasso di materiale proveniente dal margine e/o dalla piattaforma e da litotipi fangosi di ambiente pelagico o emipelagico.

Le aree di altofondo sottomarino sui profili sismici sono rappresentate da sismofacies sorde caratterizzate cioè da riflettori estremamente variabili in ampiezza, frequenza e continuità. In molti casi l'origine di queste strutture positive è attribuibile alla risalita dei sali triassici (fig. 4.10).

L'analisi approfondita dei dati di sottosuolo ed in particolare dei pozzi Daniel 1, Edmond 1, Edgar 1-2, Silvana 1 e Famoso 1 definisce in maniera univoca che lo sviluppo dei domini bacinali nell'area adriatica si ha a partire dal Lias. Questi stessi pozzi integrati con altri (Elsa 1, Stella 1, Ernesto Nord 1, Stefania 1, Enigma 1) hanno reso possibile la taratura delle linee sismiche, l'individuazione degli orizzonti sismici guida (rappresentati generalmente da un coppia di riflettori continui e paralleli) e la definizione delle varie unità sismostratigrafiche riconosciute nei profili.

Gli orizzonti guida che si individuano in questa area sono tre; il primo marca la base del Miocene, il secondo rappresenta l'orizzonte Aptiano–Albiano degli Scisti a Fucoidi e l'ultimo indica il top della formazione del Rosso Ammonitico ascrivibile al Lias superiore (figg. 4.10; 4.11).

Questi orizzonti a loro volta definiscono i limiti delle unità sismiche che comparate ai dati litologici provenienti dai logs di pozzo definiscono delle unità litostratigrafiche ben precise.

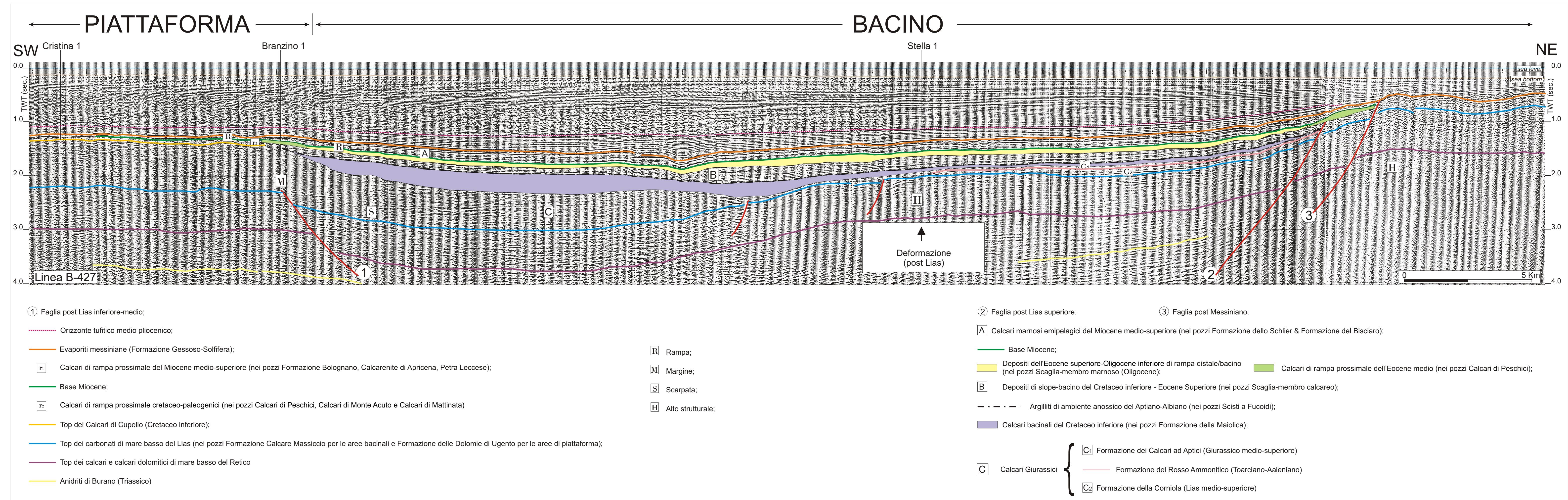


Fig. 4.11. Linea sismica B-424 interpretata che mette in evidenza gli orizzonti guida e le principali unità sismiche che compongono le successioni mesozoico-terziarie in Adriatico. Attraverso l'individuazione di questi markers è stato possibile definire le geometrie deposizionali e le principali strutture tettoniche che caratterizzano l'offshore Adriatico.

– Formazioni Schlier & Bisciaro

Al di sotto della coppietta di riflettori prominenti che definiscono i depositi della Formazione Gessoso-Solfifera si sviluppa un riflettore piuttosto continuo piano-parallelo che nei pozzi corrisponde alla base del Miocene e che rappresenta il contrasto litologico tra la Formazione del Bisciaro e la sottostante Formazione della Scaglia Cinerea.

L'unità sismica compresa tra questi due orizzonti è caratterizzata da facies sismiche in genere trasparenti (A in figg. 4.10 e 4.11).

A questa unità sismica, sulla base di dati derivanti dai pozzi Daniel 1, Edmond 1, Edgar 1-2 e Silvana 1, corrispondono due unità litostratigrafiche ben precise che dall'alto verso il basso sono la Formazione dello Schlier e la Formazione del Bisciaro.

Queste due unità, in termini di figure sismiche sono state individuate nelle linee B-419 e B-420 rispettivamente con i dati dei pozzi Silvana 1 e Elsa 1.

La Formazione dello Schlier è caratterizzata da marne grigio-chiare fossilifere. La curva di gamma ray riferita al pozzo Elsa 1 (fig. 4.12), mostra un andamento lineare seghettato che indica uniformità nella composizione delle litologie attraversate, al tetto è presente un livello poco spesso di litologie più argillose che enfatizzano il contrasto litologico con le evaporiti sovrastanti e il valore della resistività risulta piuttosto alto. Il contenuto fossilifero rappresentato da foraminiferi planctonici, definisce tre associazioni faunistiche. Dall'alto verso il basso viene infatti individuata, la zona a *Globorotalia menardi* (presenza di

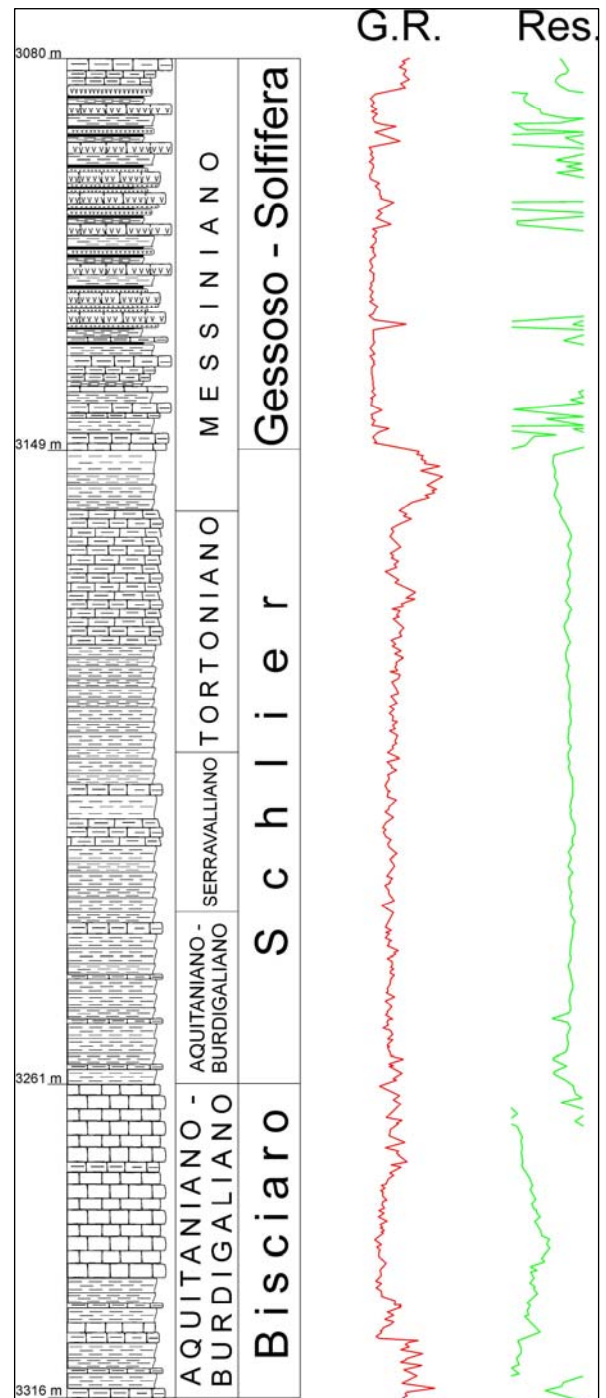


Fig. 4.12. Curva di G.R. e Resistività nei depositi miocenici attraversati dal pozzo Elsa 1.

Globorotalia scitula ventriosa, *Orbulina universa*, *Orbulina bilobata*, *Uvigerina rutila*, *Uvigerina barbatula*) la zona a *Orbulina universa* (per la presenza di *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia acrostoma*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Uvigerina barbatula*, *Uvigerina rutila*, *Uvigerina auberiana*, *Anomalina grosserugosa*, *Planulina renzi*, *Bolivina reticulata*), e la zona a *Globigerinoides trilobus* (presenza di *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globoquadrina altispira*, *Globoquadrina dehiscens*, *Uvigerina barbatula*, *Bolivina reticulata* e *Anomalina grosserugosa*). Queste zone definiscono un'età della deposizione attribuibile al Miocene inferiore-medio.

L'ambiente di sedimentazione è quello di un marino pelagico di rampa distale/bacino.

La Formazione del Bisciario è litologicamente rappresentata da calcare marnoso fossilifero a tessitura wackstone e localmente packstone con selce. Nel pozzo Elsa 1 (fig. 4.12) la curva del gamma ray assume andamenti piuttosto irregolari dovuti alle intercalazioni marnose presenti soprattutto nelle porzioni superiore e inferiore dell'intervallo mentre la resistività cresce gradualmente verso il basso in relazione ad alternanze più consistenti di litologie calcaree per poi decrescere bruscamente in corrispondenza di un intervallo basale più argilloso. Nella parte bassa della porzione attribuita a questa formazione (Daniel 1, Edmond 1, Edgar 1-2 e Silvana 1) infatti sono presenti sistematicamente alti valori G.R. e bassi in resistività dovuti alla presenza di argilliti evidentemente ricche di in potassio (K), in genere si tratta di bentoniti cioè argille derivanti dall'alterazione di materiale vulcanoclastico.

Questo livello è riconoscibile in buona parte dei pozzi analizzati e giustifica il riflettore continuo che rappresenta la base del Miocene.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato secondo i dati del pozzo Silvana 1 da una associazione a *Globorotalia kugleri* eq., *Catapsydrax dissimilis* eq., *Globigerinoides trilobus* e *Praeorbulina* attribuibile al Miocene inferiore. L'ambiente di sedimentazione è un marino pelagico di rampa distale/bacino.

In affioramento la Formazione dello Schlier è caratterizzata da alternanze di marne, marne calcaree, marne argillose grigie e, subordinatamente, da calcari marnosi biancastri, talora finemente detritici che presentano molto frequentemente intensi fenomeni di bioturbazione.

Per quanto riguarda la Formazione del Bisciario (fig. 4.13) in affioramento essa è caratterizzata dall'alternanza, in strati di spessore variabile, di calcari e calcari marnosi scuri, a volte contenente selce nera in liste o noduli, marne calcaree e marne argillose grigie. A volte i depositi sono interessati da un'intensa bioturbazione rappresentata da frequenti tracce di *Zoophycos* (fig. 4.14) e *Cylindrites*. La base di questa formazione in affioramento è caratterizzata dalla presenza di un livello vulcanoclastico, considerato un orizzonte guida in tutta l'area umbro-marchigiana e conosciuto con il nome di "livello Raffaello" (Perugini, 1989; Sanchi, 1988; Coccioni et al., 1989) che sicuramente corrisponde all'intervallo con gli alti

valori di gamma ray nella parte bassa della Formazione del Bisciaro perforata nel pozzo Elsa1.

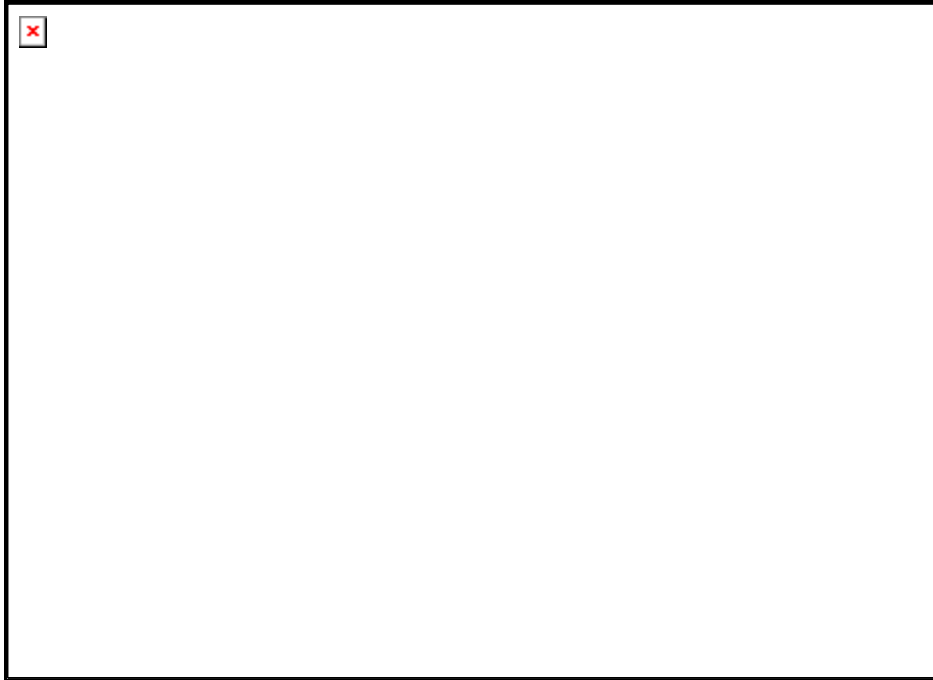


Fig. 4.13. Contatto stratigrafico tra la Formazione della Scaglia Cinerea e la Formazione del Bisciaro all'interno della cava in attività in concessione alla ditta A. Barbetti nei pressi di Gubbio



Fig. 4.14. Particolare di Zoophycos su di una superficie di strato della Formazione del Bisciaro

– Formazione della Scaglia-membro marnoso

Al di sotto dell'orizzonte continuo che rappresenta il livello vulcanoclastico di età Miocene inferiore (alla base del Bisciario) si sviluppa una unità sismica caratterizzata da una facies trasparente.

Nei pozzi (Silvana 1, Elsa 1, Edmond 1 e Valeria 1) questa unità sismica corrisponde alla Formazione della Scaglia-membro marnoso di età oligocenica. In realtà le associazioni fossilifere ben studiate in sezioni di superficie, dal punto di vista biostratigrafico, precisano meglio l'età di questa unità stratigrafica indicando un intervallo temporale compreso tra la parte alta dell'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore.

Dall'osservazione attenta dei dati di sottosuolo si evince che gli spessori raggiunti da questa formazione sono compresi mediamente tra i 200 e i 300 m (Edmond 1 Tris, Patrizia 1, Esmeralda 1, Stella 1, Valeria 1) mentre raggiunge lo spessore minimo in prossimità del pozzo Silvana 1 in cui la potenza massima non supera i 30 m.

Questa unità sismica mostra andamento concavo. In sostanza tende a riempire le depressioni morfologiche presenti in alcuni tratti del bacino e in prossimità di importanti alti strutturali, si assottiglia o è del tutto mancante. Questo dato è confermato dalla totale assenza di sedimento in alcuni pozzi tra cui Rigel 1, Daniel 1, Ernesto Nord 1 ed Edgar 1-2, questi ultimi due proiettati sulla linea B-444c (figg. 4.16 b).

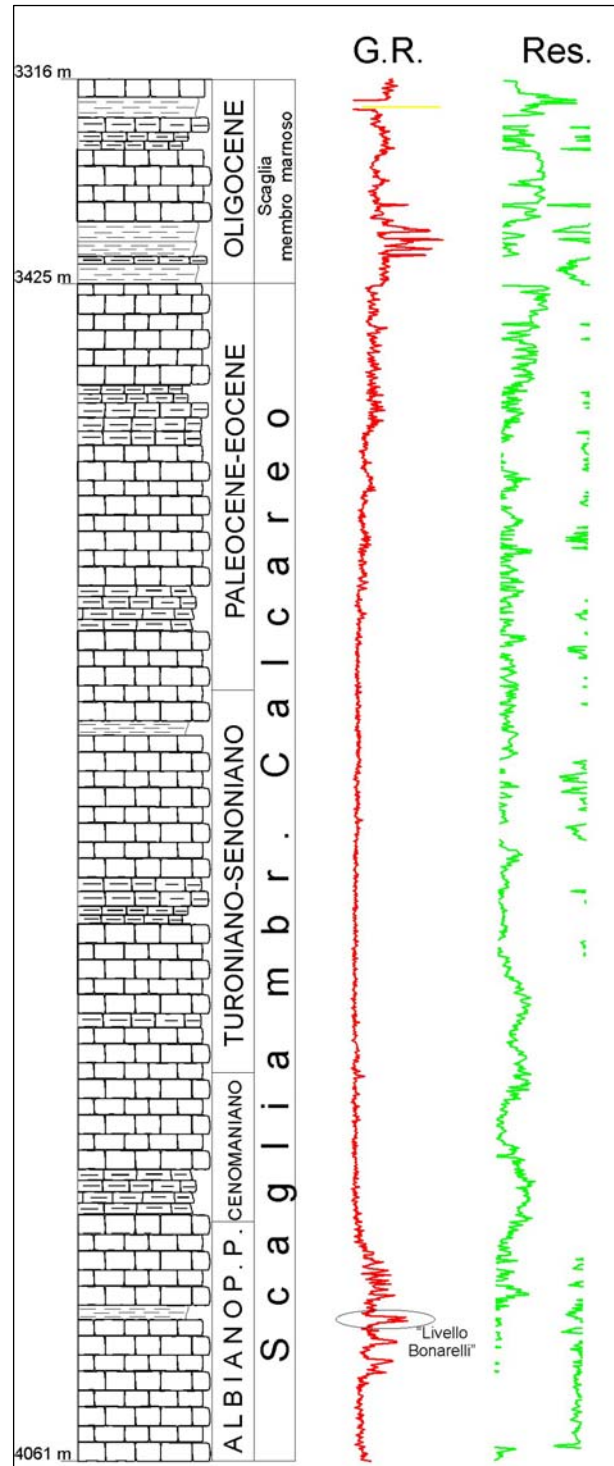


Fig. 4.15. Curva di G.R. e Resistività nei depositi cretaceo-paleogenici attraversati dal pozzo Elsa 1.

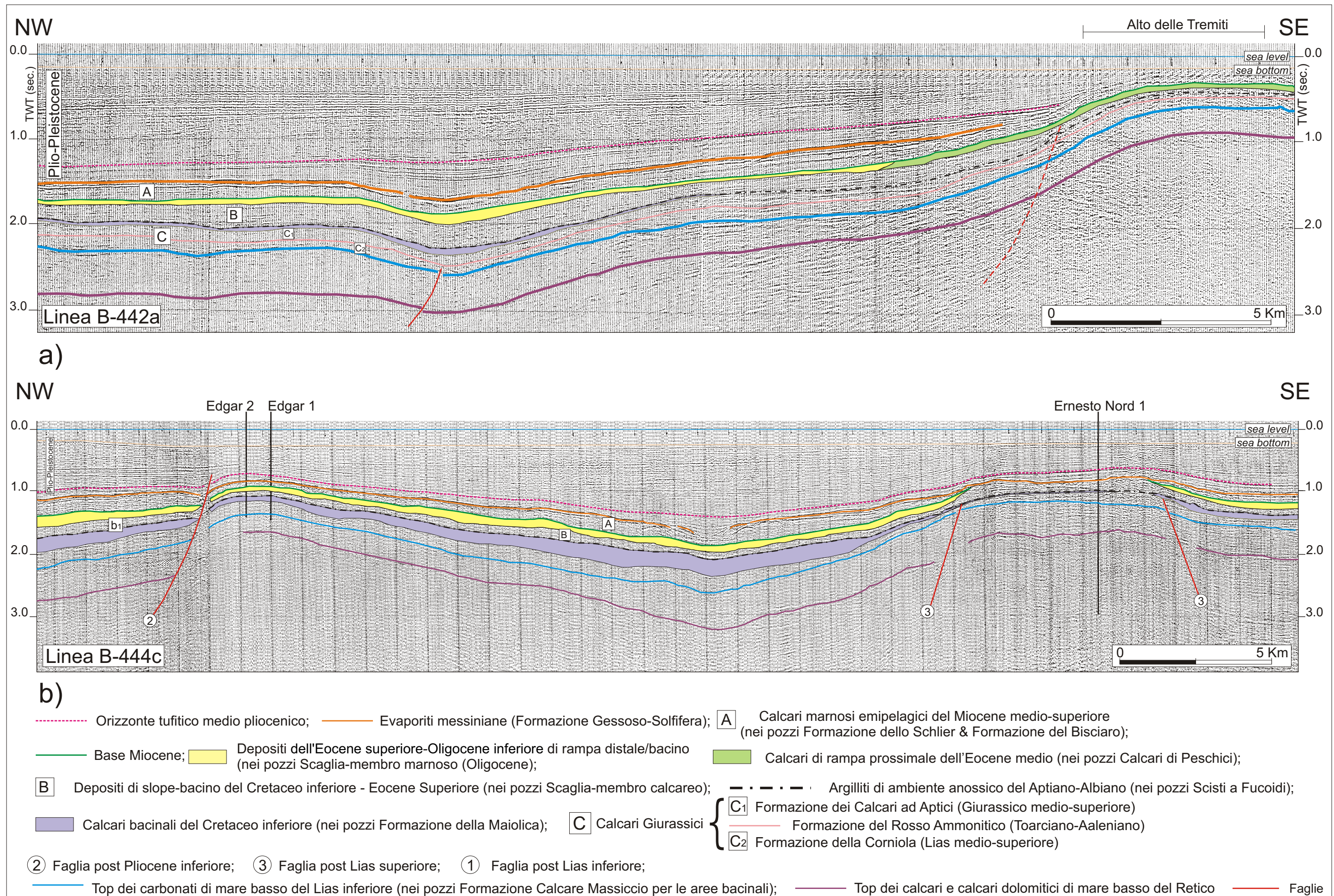


Fig. 4.16. Porzioni delle linee sismiche B-442a e B-444c interpretate, parallele alla linea di costa, che mettono in evidenza le unità sismiche che compongono le successioni mesozoico terziarie bacinali e le principali strutture tettoniche.

Un altro aspetto molto interessante sono le variazioni laterali di facies che si verificano in prossimità di alcuni importanti alti strutturali che portano la Formazione della Scaglia-membro marnoso in eteropia con i sedimenti di rampa prossimale appartenenti alla Formazione dei Calcari di Peschici così come è ben documentato dal pozzo Famoso 1 e dai profili B-427, B-424 (figg. 4.10; 4.11), e B-442 (fig. 4.16a).



Fig. 4.17. Contatto stratigrafico tra Scaglia Cinerea e Formazione del Bisciaro all'interno della cava in attività in concessione alla ditta A. Barbetti nei pressi di Gubbio

Secondo i dati di pozzo questa formazione litologicamente è composta da marne grigio chiaro con intercalazioni di calcari argillosi (wackestone) biancastri.

La curva del gamma ray nel pozzo Edmond 1 Tris mostra un andamento abbastanza regolare di forma cilindrica molto seghettata. Nel pozzo Elsa 1 (fig. 4.15) invece l'andamento della curva è piuttosto eterogenea il che vuol dire una tripartizione nelle associazioni reciproche marne, calcarei marnosi e marne calcaree con una predominanza di associazioni litologiche più calcaree nella porzione intermedia e soprattutto un intervallo fortemente argilloso alla base di questa unità.

I parametri di resistività presentano valori piuttosto bassi.

Il contenuto fossilifero è ricco in foraminiferi planctonici che definiscono due zone faunistiche: la parte alta appartenente alla zona a *Globorotalia opima* e la porzione inferiore alla zona a *Globigerina ampliapertura*. L'ambiente di sedimentazione è marino pelagico.

L'equivalente in affioramento è rappresentato dalla Formazione della Scaglia Cinerea (figg. 4.17, 4.18) costituita da una successione caratterizzata da calcari marnosi e marne di colore grigio; la porzione inferiore, generalmente più calcarea è caratterizzata da strati sottili e medi; la parte medio superiore, prevalentemente marnosa mantiene una stratificazione regolare, il suo spessore varia fra 100 e i 200 metri. Il contenuto floristico e faunistico è prevalentemente costituito da nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici.



Fig. 4.18. Particolare della Formazione della Scaglia Cinerea

– Formazione della Scaglia-membro calcareo

Al di sotto della Scaglia-membro marnoso si sviluppa una sismofacies appartenente, sulla base della taratura fatta attraverso i pozzi Edmond 1 Tris, Daniel 1, Edgar 1 ed Ernesto Nord 1, ad una unità litostratigrafica indicata nei pozzi con il termine di Scaglia-membro calcareo, di età cretaceo-eocenica.

In questa unità sismica le facies sono caratterizzate da riflettori piuttosto continui di media frequenza e di ampiezza elevata, associati ad altri aventi più limitata continuità (figg. 4.10; 4.11).

Dall'osservazione combinata degli spessori di questa formazione nei pozzi e dall'andamento dei riflettori sulle linee si nota una certa uniformità nella distribuzione laterale delle facies sismiche.

Gli spessori che caratterizzano questa formazione variano da un massimo di 800 m attraversati dal pozzo Esmeralda1 ad un minimo 300 m di spessore attraversati dai pozzi Stella 1 ed Ernesto Nord 1. Quest'ultimo rappresenta una zona di alto strutturale (linea B-444c, fig. 4.16b) in cui la Formazione della Scaglia-membro calcareo è ricoperta con contatto erosionale dai soprastanti gessi della formazione Gessoso-Solfifera. Anche in prossimità dell'alto strutturale attraversato dai pozzi Edgar 1-2 si osservano spessori che non superano i 500 m ricoperti con contatto erosionale dalle litologie appartenenti alla Formazione dello Schlier (fig. 4.16b).

In linea generale l'andamento dalla unità sismica lungo tutto il bacino sedimentario si può definire non isopaco. Le geometrie onlap che caratterizzano i riflettori di questa unità sismica indicano riempimenti di depressioni morfologiche con direzione di alimentazione trasversale e sulla destra del profilo B-424 testimoniano che l'alto di Famoso nel momento in cui si depositava questa unità era già esistente. Nella parte destra del profilo B-427 sono ben evidenti strutture tipo mounds che suggeriscono in genere depositi provenienti da direzioni tra loro perpendicolari e interferenti.

I dati litologici derivanti dai pozzi (Silvana 1, Elsa1) indicano che si tratta di calcare da bianco a rosato fossilifero con selce a tessitura wackestone con sottili intercalazioni di marna grigia. Nella parte alta appare debolmente argilloso mentre nella parte inferiore è presente un livello di pochi metri di argilla scura.

La curva del gamma ray assume un andamento lineare seghettato riscontrabile in diversi pozzi tra cui Edmond 1 Tris, Daniel 1 ed Edgar 1-2, che testimoniano un buon grado uniformità delle litologie attraversate, uniformemente alternate.

I pozzi che presentano la curva del gamma ray più significativa sono Silvana 1 ed Elsa 1.

Nel primo l'andamento appare lineare ed omogeneo per tutto lo spessore attraversato tranne che per un breve tratto, in prossimità di un livello argilloso anossico, in cui i valori del gamma ray mostrano un incremento notevole. L'andamento della curva definita dal pozzo Elsa 1 (fig. 4.15), può essere suddivisa nel dettaglio in tre porzioni: la prima, nella parte alta della formazione, si presenta lineare e molto seghettata e indica litologie calcaree con regolari intercalazioni argillose, la seconda, caratterizzata da una successione di mezze lune indica calcari con irregolari intercalazioni marnose, la terza, perfettamente cilindrica, indica una sostanziale uniformità litologica caratterizzata da una potente successione prevalentemente calcarea con una quasi totale assenza di intercalazioni argillose. Nella porzione inferiore di questo tratto il gamma ray subisce un brusco incremento dovuto alla presenza di un importante livello argilloso.

La curva della resistività mostra valori generalmente molto elevati.

Il contenuto paleontologico fornito dai "composite logs" dei pozzi Edmond 1 Tris, Daniel 1 ed Edgar 1-2 indica abbondanza di foraminiferi planctonici appartenenti alle zone a *Globorotalia centralis*, *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia velascoensis*, *Globorotalia stuarti*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana helvetica* e *Rotalipora appenninica*.

L'ambiente di sedimentazione è marino pelagico.

In affioramento l'unità sismica appena descritta comprende tre unità litostratigrafiche ben precise che dall'alto sono:

- *Scaglia Variegata* (Eocene medio p.p. – Eocene superiore p.p.). È caratterizzata da calcari marnosi e marne calcaree in strati sottili e medi di colore variabile da rosa-grigio a verde (figg. 4.19; 4.20). Lo spessore varia tra 20 e 40 m, il limite superiore è posizionato in corrispondenza dell'ultimo livello di colore rosa-violaceo che, generalmente, cade nella parte alta dell'Eocene e segna il passaggio alla sovrastante unità della *Scaglia Cinerea* (Monaco *et al.*, 1987). L'associazione faunistica della *Scaglia Variegata* è costituita principalmente da nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici il cui studio ha permesso precise suddivisioni bio-cronostratigrafiche.

Questo intervallo è ben individuabile nel pozzo Elsa 1 (fig. 4.15) in corrispondenza del tratto in cui la figura del gamma ray si presenta lineare, estremamente seghettata indicante quindi litologie calcaree alternate a litologie più argillose.



Fig. 4.19. Valico della Contessa (Gubbio): vista, da sinistra verso destra delle formazioni della Scaglia Variegata e della Scaglia Cinerea all'interno della cava in attività in concessione alla ditta A. Barbetti

Fig. 4.20. Particolare della Formazione della Scaglia Variegata nei pressi della Gola del Bottaccione (Gubbio). Si nota l'alternanza regolare tra sottili livelli calcarei e livelli marnosi



- *Scaglia Rossa* (Turoniano inferiore p.p. – Eocene medio p.p.). Si tratta di calcari e calcari marnosi da rossi a rosati (fig. 4.21) caratterizzati da in stratificazione regolare in strati di 10 – 15 cm con giunti di stratificazione marnosi rari. Livelli di selce rossa sono presenti nella parte basale tra il Turoniano e il Campaniano e nella parte sommitale, nell'Eocene inferiore (fig. 4.22). Al suo interno cade il limite Cretaceo – Paleocene. Il suo spessore varia tra i 200 e i 400 m.

Il contenuto floristico e faunistico della *Scaglia Rossa*, rappresentato principalmente da nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici, permette una ottima risoluzione biostratigrafia tanto che molte scale biostratigrafiche derivano dalle sezioni meglio esposte delle successioni umbre. Fenomeni di bioturbazione sono frequenti in tutti il livelli di questa unità.



Fig. 4.21. Formazione della *Scaglia Rossa* nei pressi della Gola del Bottaccione (Gubbio).



Fig. 4.22. Particolare delle liste di selce nella formazione della *Scaglia Rossa*

- *Scaglia Bianca* (Albiano superiore p.p. – Turoniano inferiore p.p.) Si tratta di calcari micritici bianchi in strati sottili e medi (fig. 4.23) con liste di selce nera. Lo spessore di questa unità varia dai 50 ai 70 m. Il contenuto faunistico e floristico è caratterizzato principalmente da nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici, rari foraminiferi bentonici e da radiolari. Nella parte superiore della Scaglia Bianca è presente un orizzonte bituminoso di spessore variabile da 45 cm a 2 m (fig. 4.24) costituito da argilliti, argille calcaree nere e gialle e da calci-siltiti ricchissime in radiolari ("livello Bonarelli"). Questo livello nell'area umbro-marchigiana rappresenta un evento isocrono che cade nella parte alta del Cenomaniano (Arthur & Premoli Silva, 1982; Montanari *et al.*, 1988; Parisi *et al.*, 1988).

La Formazione della Scaglia Bianca nel pozzo Elsa 1 (fig. 4.15) corrisponde alla parte inferiore dell'unità definita Scaglia-membro calcareo, nel tratto in cui la curva del gamma ray appare perfettamente cilindrica con alla base una brusca variazione in corrispondenza di quello che probabilmente è il "Livello Bonarelli".



Fig. 4.23. Panoramica sulla Formazione della Scaglia Bianca nei pressi della Gola del Bottaccione (Gubbio).



Fig. 4.24. Aspetto del "Livello Bonarelli" nella Sezione del Bottaccione (Gubbio).

– Formazione degli Scisti a Fucoidi

Al di sotto dell'unità sismica che rappresenta il membro calcareo della Scaglia è presente una sismofacies che, come nel caso della Formazione Gessoso–Solfifera, rappresenta un vero e proprio orizzonte guida facilmente individuabile nei profili e in tutto il bacino sedimentario, caratterizzato da una coppia di riflettori molto forti ed estremamente continui (figg. 4.10; 4.11 e 4.16).

Le caratteristiche di questo orizzonte hanno permesso di ottenere una buona funzione di velocità e quindi di calibrare ulteriormente i limiti delle unità sismiche individuate tra questi due orizzonti guida.

Dall'analisi dei dati di si nota che gli spessori che caratterizzano questa formazione vanno da un massimo di 110 m riscontrati nei pozzi Silvana 1 ed Elsa1 ad un minimo di 2 m nel pozzo Stella 1 con spessori mediamente compresi tra 90 e 20 m rispettivamente nei pozzi Edmond 1 Tris e Edgar 1-2.

La curva di gamma ray assume valori molto alti (vedi pozzo Elsa 1 in fig. 4.25) e distingue i “Fucoidi”, in termini di elettrofacies, sia dalle sottostanti che dalle soprastanti formazioni in cui il valore risulta generalmente più basso, di contro la resistività assume valori molto bassi. Dal punto di vista litologico si tratta di marne grigio-verdi e calcilutiti (wackstone) grigi fossiliferi con selce.

Il contenuto paleontologico elencato nei pozzi Edmond 1 Tris, Daniel1 e Edgar 1-2 è rappresentato da foraminiferi planctonici appartenenti alla zona a *Ticinella roberti* & *Hedbergella* che definiscono l'intervallo temporale Aptiano–Albiano, età a cui

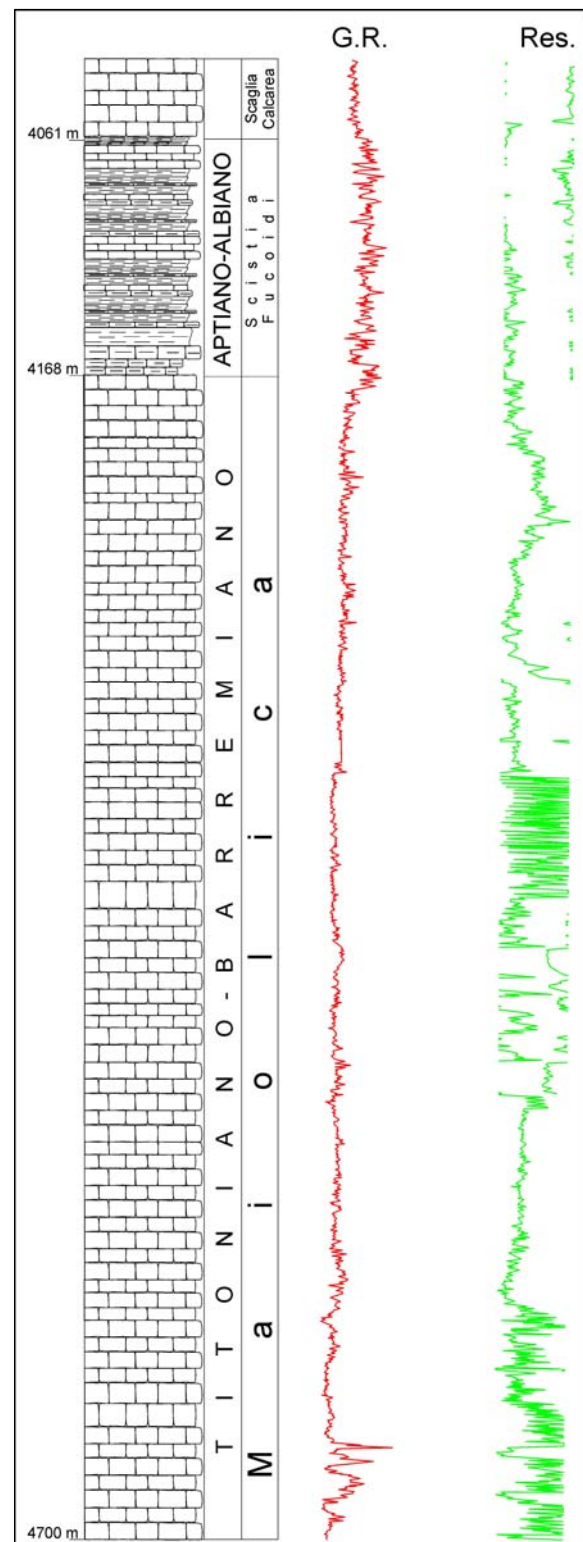


Fig. 4.25. Curva di G.R. e Resistività nei depositi giurassico-cretacei attraversati dal pozzo Elsa 1.

appartiene la Formazione degli Scisti a Furoidi.

L'ambiente deposizionale corrisponde ad un marino pelagico.

Negli affioramenti di superficie (fig. 4.26) l'equivalente di questo orizzonte sismico è costituito da un'alternanza di marne, calcari marnosi con subordinati calcari e da fitte intercalazioni di scisti bituminosi ricchi in materia organica. È particolarmente evidente nella porzione superiore dell'unità, una ritmicità costituita da alternanze di litotipi calcarei, marnosi e argillosi (Arthur & Premoli Silva, 1982; Premoli Silva & Erba, 1988).

Gli Scisti a Furoidi sono stati studiati in dettaglio (Premoli Silva *et al.*, 1977, Monechi, 1981; Erba, 1986, 1988) perchè hanno una perfetta correlabilità con le successioni campionate sui fondi oceanici, dove sono stati riconosciuti degli analoghi eventi anossici. Questi eventi sono individuati dalle cosiddette "black-shales" e cioè da sedimenti pelagici argilloso-marnosi, nerastri, generalmente laminati e non bioturbati, caratterizzati da un elevato contenuto di carbonio organico. Il contenuto faunistico e floristico è prevalentemente costituito da nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici.

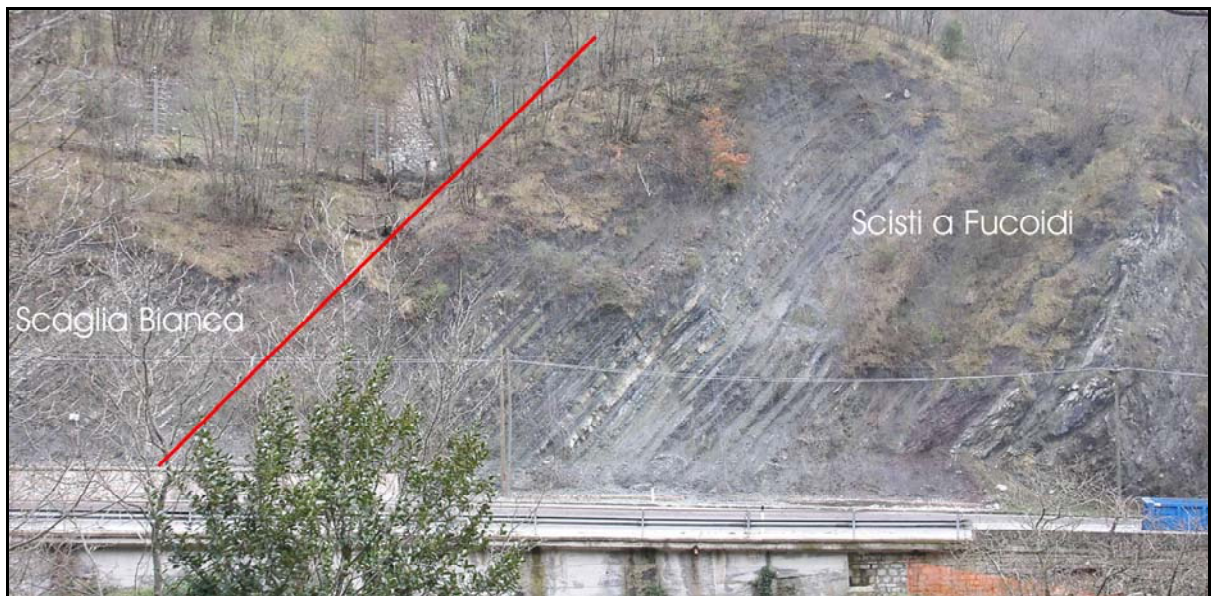


Fig. 4.26. Panoramica sulla Formazione Scisti a Furoidi nei pressi della Gola del Bottaccione (Gubbio).

– Formazione della Maiolica

L'unità sismica che si sviluppa al di sotto dell'orizzonte corrispondente alla Formazione degli Scisti a Fucoidi è caratterizzata da sismofacies trasparenti o in alcuni tratti da riflettori continui sub-paralleli ad alta frequenza e bassa ampiezza.

Questa unità sismica nei pozzi corrisponde alla Formazione della Maiolica. Gli spessori investigati sono molto variabili si va in fatti da un massimo di 530 m raggiunti dal pozzo Elsa 1 ad un minimo di 27 m attraversati dal pozzo Ernesto Nord 1.

La forte variabilità di spessori osservata nei pozzi e l'andamento della unità sismica lungo i profili (figg. 4.16a; 4.16b) mostra che in prossimità dello sviluppo di alti strutturali dovuti soprattutto alla tettonica del Lias superiore, le facies che caratterizzano questa unità sismica tendono a condensare e diventano non risolvibili. Questo dato è confermato dai dati di pozzo in cui si raggiungono gli spessori minimi (vedi Ernesto 1 Nord e Famoso 1 che sviluppano rispettivamente 27 e 80 m di Maiolica).

Le aree più depresse sono quelle in cui si sviluppano gli spessori maggiori così come testimoniano i pozzi Silvana 1 (400 m) e Elsa 1 (530 m) proiettati rispettivamente sulle linee B-419 e B-420.

La figura 4.16b è quella che meglio rappresenta le geometrie e le variazioni laterali di questa sismofacies, si osserva infatti un'area depressa in cui si sviluppa uno spessore consistente di Maiolica compresa tra due aree di alto strutturale; rispettivamente Edgar1-2 ed Ernesto Nord1.

I dati di carattere litologico derivanti dai pozzi Silvana 1, Elsa1 testimoniano la presenza di calcilutiti bianche (mudstone e talora wackestone) fossillifere con liste e noduli di selce talora intensamente dolomitizzate.

L'andamento della curva del gamma ray si presenta piuttosto lineare e con valori bassi. La forma osservata nel pozzo Elsa 1 (fig. 4.25) mostra per quasi tutto lo spessore andamento cilindrico caratterizzato da una porzione superiore più seghettata dovuta alla presenza di alternanze argillitiche più frequenti. La porzione media, in gran parte calcarea presenta forma cilindrica più omogenea. La parte inferiore della curva mostra un leggero incremento dei valori di G.R. dovuto probabilmente alla presenza di livelletti più argillosi. Questo aspetto non trova riscontro oggettivo nel confronto con gli altri pozzi (Ernesto Nord 1, Edgar1-2 Daniel 1) qui infatti la figura del gamma ray e in alcuni casi del potenziale spontaneo (Famoso 1) appare perfettamente cilindrica.

La figura elettrica della resistività nei pozzi osservati invece presenta valori elevati, nettamente contrastanti con la curva di resistività dei soprastanti Scisti a Fucoidi.

Il contenuto paleontologico riscontrato nei pozzi Edmond 1 Tris, Daniel 1 ed Edgar 1-2 è caratterizzato dalla presenza, nella parte alta, di radiolari e spicole di spugna a da foraminiferi planctonici appartenenti alle zone a *Calpionellites* & *Stenosemellopsis* e nella

parte bassa da *Calpionella alpina* & *Calpionella elliptica*. Sulla base dei dati paleontologici questa formazione è attribuita al periodo di tempo compreso tra il Titonico superiore e l'Aptiano inferiore p.p.

Il contenuto paleontologico indica un ambiente di sedimentazione marino pelagico.

Negli equivalenti in affioramento (fig. 4.27) questa unità risulta costituita in prevalenza da micriti bianche, con selce scura in liste e noduli (fig. 4.28), in strati medi con sottilissime intercalazioni di peliti scure che aumentano notevolmente in frequenza e spessore al passaggio con la sovrastante unità degli Scisti a Fucoidi come del resto indicano quasi tutte le curve elettriche dei pozzi che attraversano questa unità litostratigrafica. Nelle aree che rappresentavano zone di alto strutturale, oltre ai litotipi prima descritti, si rinvenivano calcari nodulari, bianchi o beige, calcari dolomitizzati di aspetto saccaroide e di colore bruno – giallastro, in strati e banchi (Maiolica di “seamount”, secondo Micarelli *et al.*, 1977). Nella Formazione della Maiolica deposita nelle depressioni (Maiolica di “bacino”) si rinvenivano invece “slumps” intraformazionali ed intercalazioni calcitorbiditiche anche grossolane, provenienti sia dall'interno del bacino umbro–marchigiano che dalla piattaforma laziale–abruzzese.



Fig. 4.27. Affioramento della Formazione della Maiolica (Gola del Bottaccione, Gubbio).



Fig. 4.28. Particolare delle liste di selce nella Formazione della Maiolica (Gola del Bottaccione, Gubbio).

– Calcarei Giurassici

Al di sotto della Maiolica si sviluppa una unità sismica caratterizzata da riflettori piuttosto discontinui con ampiezza medio-bassa e media frequenza.

Questa unità sismica lateralmente, in direzione SW rispetto alla carta di base e verso sinistra sulle linee sismiche B-424 e B-427, passa a sismofacies con riflettori ad andamento caotico e discontinuo che rappresentano i depositi di scarpata. Verso le aree più distali, in direzione NW rispetto alla carta di base e verso destra sulle linee sismiche B-424 e B-427, le facies sismiche che si individuano sono caratterizzate da riflettori piano paralleli a bassa frequenza ed ampiezza più alta. In questa area si individua un riflettore continuo che localmente rappresenta un vero e proprio orizzonte guida.

Questo orizzonte è stato individuato e ben tarato in corrispondenza della linea B-427 con il pozzo Stella 1 (fig. 4.11) e corrisponde alla Formazione del Rosso Ammonitico.

Dall'analisi dei dati di sottosuolo si nota che gli spessori che caratterizzano questa unità sismica vanno da un massimo di 180 m e 160 riscontrati rispettivamente nei pozzi Ernesto Nord 1 e Famoso 1 ad un minimo di 15 m attraversati dal pozzo Stella 1.

Dal punto di vista litologico e secondo quanto osservato nei pozzi (Famoso 1, Daniel 1, Edgar 1-2, Edmond 1 Tris, Ernesto Nord 1 e Stella 1) questo orizzonte è rappresentato da calcari marnosi (wackestone e mudstone) con qualche nodulo di selce e sottili intercalazioni di argilla e marna grigio-verde.

La curva del potenziale spontaneo (SP) nel pozzo Famoso 1 mette molto bene in evidenza li

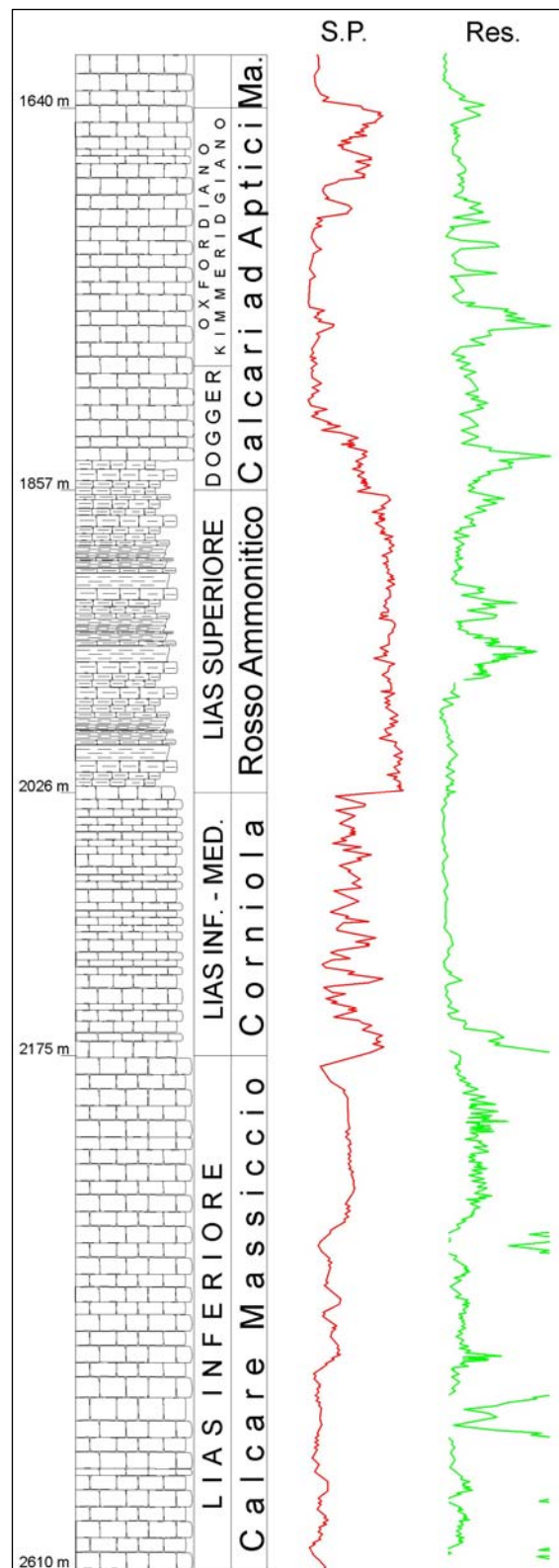


Fig. 4.29. Curva di SP. e Resistività nei depositi giurassici attraversati dal pozzo Famoso 1.

tratto in cui viene attraversata la Formazione del Rosso Ammonitico ed enfatizza il contrasto litologico che si ha rispetto alle litologie che si sviluppano al disopra e al disotto di questa unità litostratigrafica.

Il contenuto paleontologico nei pozzi Edmond 1 Tris, Daniel1 e Edgar 1-2 è caratterizzato dalla presenza di Radiolari, Spicole di Spugna, “filamenti”, piccoli cefalopodi, *Fronicularia sp.*, *Ophthalmidiidae*, *Cristellaria sp.*, Lagenidi, Valvulinidi. L'età è Lias superiore. L'ambiente di sedimentazione è un marino profondo pelagico.

L'equivalente in superficie di questa sismofacies, sulla base delle età e dei dati litologici provenienti dai pozzi, comprende due unità formazionali:

- *Rosso Ammonitico* (figg. 4.30; 4.33), Toarciano inferiore p.p.–Aaleniano superiore p.p. Questa unità è caratterizzata da calcari e calcari marnosi nodulari, con noduli di dimensioni centimetriche, a contorno irregolare, allungati secondo le superfici di strato, circondati da una matrice argilloso–marnosa, il cui colore varia da grigiastro–giallastro a rosso, contenenti generalmente una ricca associazione di ammoniti, da cui il nome.



Fig. 4.30. Particolare della Formazione del Rosso Ammonitico.

- *Marne di Monte Serrone* (Toarciano inferiore). Questa formazione è composta da marne grigio-verdi nelle quali si intercalano, specialmente nella porzione inferiore, livelli calcarenitici. Raggiunge spessori massimi di alcune decine di metri; a volte è caratterizzata da spessori esigui. Questa unità quindi non è stata individuata e per lo spessore (piuttosto esiguo) e perchè in termini di sismofacies risulta simile al Rpsso Ammonitico e quindi difficilmente distinguibile da esso.

Al di sopra e al di sotto di questo orizzonte, laddove questo è riconoscibile, si individuano due unità sismiche (figg. 4.10; 4.11): la prima è caratterizzata da riflettori discontinui con ampiezza medio alta e media frequenza. Nei logs di pozzo (Famoso 1 in fig. 4.29) questa unità sismica corrisponde alla Formazione dei Calcarei ad Aptici.

L'analisi degli spessori nei logs, relativamente a questo intervallo stratigrafico, indica che i pozzi ubicati in prossimità dei principali alti strutturali che hanno attraversato la Formazione dei Calcarei ad Aptici (Edgar 1-2, Ernesto Nord 1, proiettati sulla linea B-444c, fig. 4.16b) presentano potenze pressochè identiche con valori che oscillano tra 140 e 175 m. L'andamento isopaco della sismofacies anche in prossimità degli alti strutturali, così come appare lungo le linee sismiche, fa presupporre che le strutture positive che rappresentano gli alti di Edgar, Ernesto Nord e Famoso si siano sviluppate soprattutto successivamente alla deposizione di questa unità litostratigrafica.

Gli spessori minimi sono stati invece attraversati nei pozzi Elsa1 e Silvana 1 (rispettivamente 50 e 80 m), qui la Formazione dei Calcarei ad Aptici rappresenta una sedimentazione condensata al disopra dei calcari appartenenti alla Formazione del Calcare Massiccio. Quest'ultimo aspetto è riconducibile presumibilmente a una situazione di deposizione su di un alto strutturale generatosi in seguito allo smembramento della sottostante Formazione del Calcare Massiccio occorso nel Sinemuriano e ben visibile sulle linee B-419 e B-420 (fig. 4.31).

La litologia osservata nei pozzi citati sopra è caratterizzata da dolomie e dolomie calcaree grigie a grana media e fine, con intercalazioni di calcari nocciola fossiliferi dolomitizzati con tessitura wackestone. L'andamento della curva del potenziale spontaneo (SP) osservata nel pozzo Famoso 1 (fig. 4.29) è caratterizzata nella parte alta da un serie di forme a campana dovute alla presenza di intervalli più marnosi la cui frazione si arricchisce verso l'alto. Segue una forma cilindrica che testimonia uniformità dal punto di vista litologico e una maggiore resistività ed infine una porzione bassa in cui si assiste ad un sensibile aumento del valore del potenziale spontaneo dovuto alla presenza di materiale più marnoso.

Il contenuto fossilifero documentato nei vari pozzi caratterizza la zona a *Saccocoma* che comprende la sub-zona a *Protopeneroplis striata* & *Trocolina alpina* e la zona a Filamenti e *Protoglobigerina* che indicano nel complesso una età compresa tra il Dogger e il Kimmeridgiano ed un'ambiente di sedimentazione marino profondo pelagico.

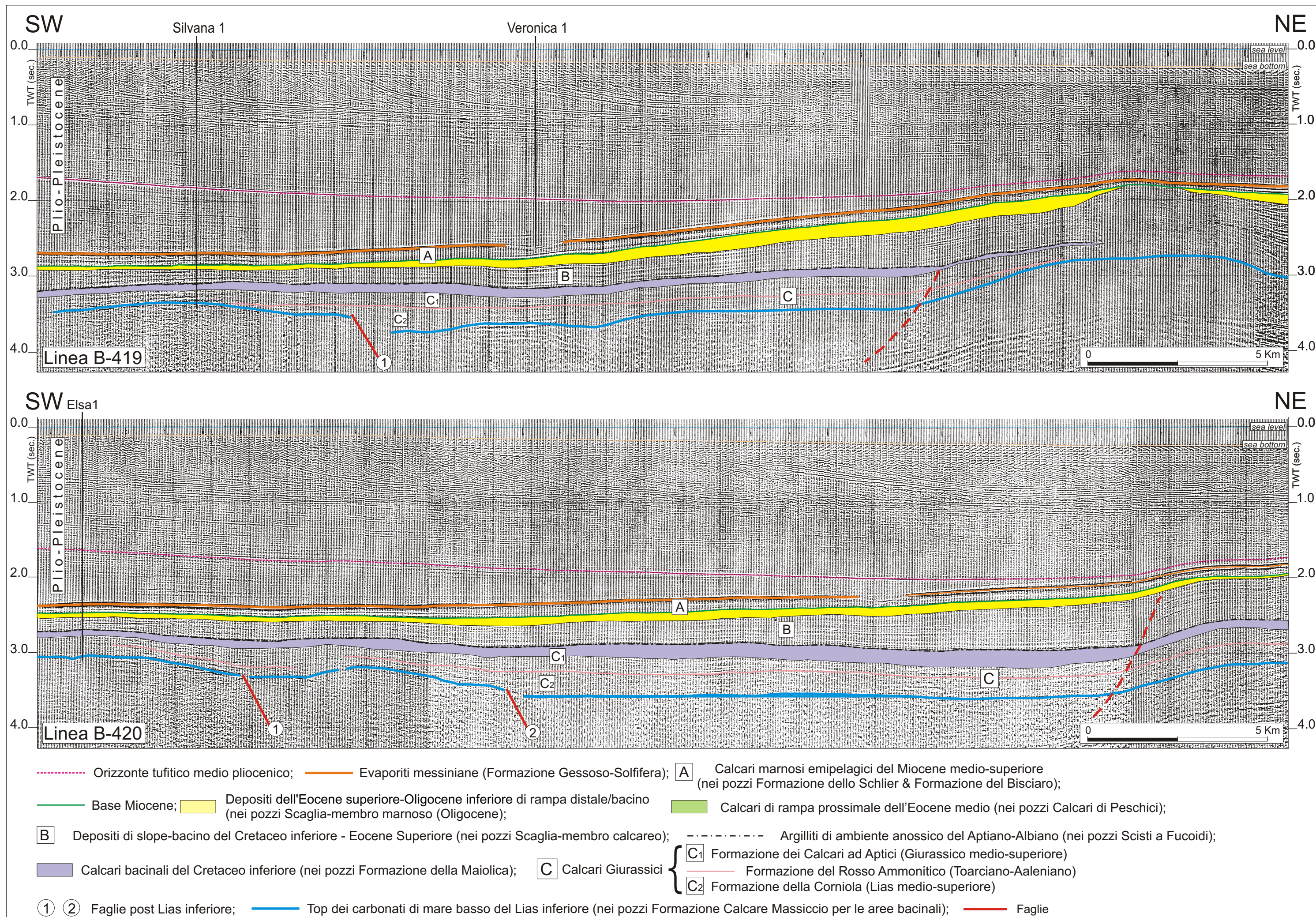


Fig. 4.31. Porzioni delle linee sismiche B-419 e B-420 interpretate, perpendicolari alla linea di costa, che mettono in evidenza le unità sismiche che compongono le successioni mesozoico terziarie bacinali e le principali strutture tettoniche.

Gli equivalenti in affioramento della unità sismica appena descritta, sulla base delle età e delle litologia documentate nei pozzi, comprendono in realtà tre formazioni ben distinte e probabilmente corrispondenti ai tre intervalli che si individuano nelle curve elettriche:

- *Calcari a Saccocoma ed Aptici* (fig. 4.32), Totonico inferiore. Sono riconoscibili poiché sono costituiti da alcuni metri di calcari contenenti selce e abbondanti frammenti di crinoidi appartenenti al genere *Saccocoma*. Questa formazione potrebbe essere l'equivalente delle litologie che corrispondono ai primi metri di Calcari ad Aptici attraversati dal pozzo Famoso 1 (fig. 4.29) in corrispondenza del tratto in cui la figura del potenziale spontaneo assume forma a campana.



Fig. 4.32. Contatto stratigrafico tra le formazioni dei Calcari a Saccocoma ed Aptici e la Maiolica

- *Calcari Diasprigni* (fig. 4.33a), Calloviano–Kimmeridgiano superiore. Questa formazione è caratterizzata da calcari silicei ricchi in radiolari i cui gusci, disciolti in fase diagenetica, contribuiscono all'aumento del tenore in silice disciolta trasformata in lenti, noduli e livelli di selce (fig. 4.33b). L'associazione faunistica riconosciuta è costituita prevalentemente da radiolari e da bivalvi tipo "*Bositra*" limitatamente alla parte inferiore.



a



b

Fig. 4.33. a) Formazione dei Calcarei Diasprigni del Bosso. b) Particolare dei livelli selciferi.

Fig. 4.34. Destra orografica del Fiume Bosso: in essa è rappresentata la porzione medio superiore del Rosso Ammonitico e la base delle Marne a Posidonia, entrambe caratterizzate da evidenti strutture da slumpings



- *Calcari e Marne a Posidonia* (fig. 4.34), Toarciano superiore p.p.–Bathoniano.

Questa unità è caratterizzata da sedimenti calcareo-marnosi e marne a tessitura mudstone e più raramente wackestone, ricchi in “resti filamentosi”, nodulari nella parte inferiore con intercalati livelli risedimentati e “slumps”.-

L'unità sismica che si sviluppa al di sotto dell'orizzonte che rappresenta la formazione del Rosso Ammonitico è un sismofacies caratterizzata da riflettori a bassa frequenza, piano paralleli e piuttosto continui .

Questa unità sismica sulla base di dati derivanti dai pozzi Edmond 1 Tris, Daniel 1, Famoso 1, Stella 1 e Edgar 1-2 corrisponde alla Formazione della Corniola.

Gli spessori attraversati dai vari pozzi vanno da un massimo di 348 m raggiunti dal pozzo Rigel 1 a valori minimi compresi tra 50 e 60 m raggiunti rispettivamente dai pozzi Edmond 1 e Daniel 1. Negli altri pozzi gli spessori hanno valori medi compresi tra 150 e 250 m.

Lo sviluppo laterale di questa unità sismica presenta spessori variabili a causa della deposizione al disopra paleo-alti. Questo aspetto è facilmente riscontrabile in alcune linee sismiche (B-427; fig. 4.11) dove i riflettori appartenenti alla Formazione della Corniola mostrano terminazioni onlap sul riflettore che caratterizza il top della sismofacies sottostante.

L'osservazione dell'andamento della facies sismica lungo i profili associata agli spessori attraversati dai pozzi, testimoniano che i sedimenti appartenenti a questa formazione e alle formazioni del Rosso Ammonitico e dei Calcari ad Aptici abbiano colmatato le numerose depressioni che caratterizzavano queste aree a seguito dello smembramento della paleo-piattaforma avvenuto nel Sinemuriano.

Nel pozzo Famoso 1 questa formazione litologicamente è un calcare (micrite e biomicrite) grigio e biancastro. La curva del potenziale spontaneo (pozzo Famoso 1 in fig. 4.29) mostra nella parte superiore un andamento cilindrico molto seghettato che indica stratificazione regolare con sottili intercalazioni di materiale argilloso. Segue un andamento a campana che indica un deposito in cui verso il basso diminuisce la frazione argillosa e aumenta lo spessore degli strati calcarei, mentre l'andamento ad imbuto, nella porzione terminale, indica un graduale rinnovato aumento della frazione argillosa con tenori molto simili a quelli del tratto in cui la curva assumeva morfologia cilindrica. La curva di resistività lungo tutto il tratto attraversato presenta valori bassi.

Il contenuto paleontologico in tutti i pozzi analizzati è caratterizzato dalla presenza di radiolari e spicole di spugna che indicano un ambiente marino profondo.

L'età riscontrata è attribuita al Lias medio-superiore.

Negli equivalenti in affioramento (fig. 4.35) la Formazione della Corniola individuata nei pozzi è costituita da calcari micritici grigi e nocciola, con stratificazione regolare, di spessore da centimetrico a decimetrico (fig. 4.36). La tessitura varia da mudstone a wackestone.

Sono presenti, specialmente nella porzione inferiore, livelli di selce. Le associazioni litologiche riscontrate in campagna giustificano le forme a campana e ad imbuto riscontrate nella figura elettrica del pozzo Famoso 1. Nella porzione superiore infatti la Formazione della Corniola presenta interstrati argillosi che individuano una ben marcata alternanza litologica. In questa porzione in alternanza sono presenti slumps e variazioni laterali di facies e di spessore (fig. 4.36). Questo intervallo potrebbe essere l'equivalente di quello che nel pozzo Famoso 1 è caratterizzato da una curva del potenziale spontaneo di forma cilindrica seghettata. Nella porzione inferiore della Formazione della Corniola sono diffusi risedimenti consistenti in gran parte di frammenti di crinoidi e/o di granuli carbonatici originatisi in zone di acque basse.



Fig. 4.35. Affioramento della Corniola in prossimità del torrente del Bosso.



Fig. 4.36. Slump nella Formazione della Corniola nella Sezione del Burano

– Formazione del Calcare Massiccio

Al di sotto della sismofacies che individua la Formazione della Corniola si sviluppa una unità sismica isopaca caratterizzata da riflettori discontinui, in alcuni tratti lobati e con ampiezza e frequenza variabile. Il contatto tra la formazione della Corniola e la sottostante unità sismica è caratterizzato da un brusco cambio di facies in cui si nota che da una unità sismica piuttosto riflettiva si passa ad una scarsamente riflettiva (vedi linee B-424 e B-427 in figg. 4.10 e 4.11).

Questa unità sismica sulla base di dati derivanti dai pozzi Edmond 1 Tris, Daniel 1, Famoso 1, Stella 1, Edgar 1-2, Silvana 1 ed Elsa 1 corrisponde alla Formazione del Calcare Massiccio.

I pozzi che hanno attraversato intatto il suo spessore sono Ernesto Nord 1, Daniel 1, Edmond 1 Tris e Famoso 1. Lo spessore massimo è stato raggiunto dal pozzo Daniel 1 in cui sono stati superati i 1700 m.

Dall'osservazione dei dati di sottosuolo si evince che lo spessore di questa unità è piuttosto uniforme e si aggira mediamente attorno ai 1200 m. Tale aspetto è confermato dall'andamento isopaco che caratterizza questa unità sismica (figg. 4.10 e 4.11).

Litologicamente secondo i dati riferiti ai pozzi Daniel 1, si tratta di calcareniti più o meno dolomitizzate

Nei logs elettrici del pozzo Famoso 1 (fig. 4.29), la curva del potenziale spontaneo è fortemente irregolare poiché si tratta in genere di calcari molto fratturati e dolomitizzati.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato dalla presenza di alghe verdi tra cui *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Solenopora* sp., e foraminiferi bentonici (*Valvulindi*, *Miliolidi*, *Aeolisaccus*

sp.) appartenenti alla zona a *Paleodasycladus mediterraneus*. L'età attribuita nei pozzi è il Lias inferiore.

Negli equivalenti in affioramento (fig. 4.37; fig. 4.38) la formazione è rappresentata da litofacies calcaree massive biancastre o beige. Le litologie sono rappresentate da biomicriti con bioclasti sparsi.



Fig. 4.37.
Panoramica sul
Calcare Massiccio
del Monte Nerone
(Pieia-Fondarca)



Fig. 4.38.
Panoramica sul
Calcare Massiccio
del Monte Nerone
(Pieia-Fondarca)

4.2 Aree di Piattaforma

Data la sostanziale omogeneità e mancanza di stratificazione delle successioni di piattaforma, le variazioni di impedenza acustica di un'onda sismica che viaggia nel sottosuolo risultano meno evidenti rispetto alle sismofacies bacinali. Le successioni di piattaforma pertanto, dal punto di vista sismico, assumono generalmente configurazione sorda caratterizzata cioè da brusche variazioni laterali e verticali in frequenza e ampiezza dei riflettori e anche di continuità, che testimoniano litologie omogenee e massive tipiche di ambienti di sedimentazione di mare basso.

I depositi carbonatici di rampa, che giacciono sopra la piattaforma protetta si riconoscono poiché sviluppano riflettori discretamente continui a frequenza medio bassa (fig. 4.10; 4.11).

L'analisi approfondita dei dati di sottosuolo ed in particolare dei pozzi Branzino 1, Sonia 1, Simona 1, Cristina 1, Sabrina 1 e Monica 1 hanno reso possibile la taratura delle linee sismiche riferite a questa area, in particolare l'individuazione anche in questo caso di orizzonti sismici guida e la definizione delle varie unità sismiche riconosciute lungo i profili.

Gli orizzonti guida che si individuano in questa area fondamentalmente sono due; il primo rappresenta una superficie di disconformità ed è lo stesso orizzonte che nelle aree di bacino marca la base del Miocene, mentre il secondo sottolinea il top della Formazione dei Calcari di Cupello (figg. 4.10; 4.11).

Questi orizzonti definiscono delle unità sismiche che nei pozzi corrispondono a precise unità litostratigrafiche.

– Schlier-Bisciaro-Bolognano

Questa prima unità rappresenta i depositi trasgressivi di rampa del Miocene medio-superiore ed è caratterizzata da una facies sismica trasparente, con riflettori ad alta frequenza, che si sviluppa tra l'orizzonte che rappresenta i gessi della Formazione Gessoso-Solfifera e l'orizzonte della disconformità miocenica (figg. 4.10 ;4.11).

A questa unità sismica, sulla base di dati derivanti dai pozzi Branzino 1 (fig. 4.36), Sonia 1, Simona 1, Cristina 1, Sabrina 1 e Monica 1 corrispondono due unità litostratigrafiche ben precise che dall'alto verso il basso sono la Formazione dello Schlier eq. e la Formazione del Bisciaro eq. questa ultima nei pozzi Sonia 1, Cristina 1 e Monica 1 è l'equivalente della Formazione della Bolognano.

Queste formazioni, in termini di figure sismiche, sono state individuate e ben tarate in corrispondenza della linea B-427 con i pozzi Branzino 1 e Cristina 1 (fig. 4.11).

Lateralmente verso le aree interne della piattaforma (direzione SW) questa unità sismica si assottiglia notevolmente e come si deduce dall'osservazione dei pozzi poggia direttamente, con contatto erosionale sull'orizzonte del Cretaceo inferiore che rappresenta il top dei Calcari

di Cupello (figg. 4.10; 4.11). In queste aree quindi la disconformità miocenica non è più risolvibile e probabilmente giace in toplap sui Calcari di Cupello.

Quanto detto deriva dall'analisi dei dati di sottosuolo. Infatti si osserva come nei pozzi Branzino 1 (170 m), e Sonia 1 (100 m), proiettati rispettivamente sulle linee B-427 e B-423 (vedi carta di base in fig. 1.1), i sedimenti riferiti ai depositi trasgressivi di rampa del Miocene medio-superiore presentino le potenze maggiori mentre gli spessori minimi sono stati attraversati dai pozzi Monica 1, Sabrina 1 e Simona 1 (circa 40 m) ubicati nelle porzioni meridionali dell'area di indagine e riferiti a settori più interni della piattaforma carbonatica (figg. 4.10; 4.11).

Quanto detto è probabilmente legato ad un importante tilting verso SW occorso nell'Oligocene che causa l'esposizione dei sedimenti del Cretaceo inferiore appartenenti alla piattaforma carbonatica associata ad un periodo di esposizione sub-aerea (Patacca & Scandone 2008).

Il risultato è la presenza, in queste aree, di depositi trasgressivi di rampa del Miocene medio-superiore (Formazione del Bisciaro eq. e Formazione dello Schlier eq.) che giacciono in disconformità angolare al di sopra dei carbonati di piattaforma del Cretaceo inferiore (Calcari di Cupello) così come si può dedurre dai dati di sottosuolo (in particolare nei pozzi Monica 1, Sabrina 1 e Simona 1).

Dal punto di vista litologico la Formazione dello Schlier eq. è un mudstone passante a wackestone biancastro argilloso, fossilifero. La curva del gamma ray nel pozzo Branzino 1 (fig. 4.39) mostra andamento cilindrico seghettato che testimonia uniformità delle litologie attraversate mentre il valore della resistività è piuttosto basso.

Il contenuto paleontologico è caratterizzato dalla presenza di foraminiferi planctonici appartenenti alla zona a *Orbulina universa* che definiscono il Miocene medio.

L'ambiente di sedimentazione è un marino pelagico.

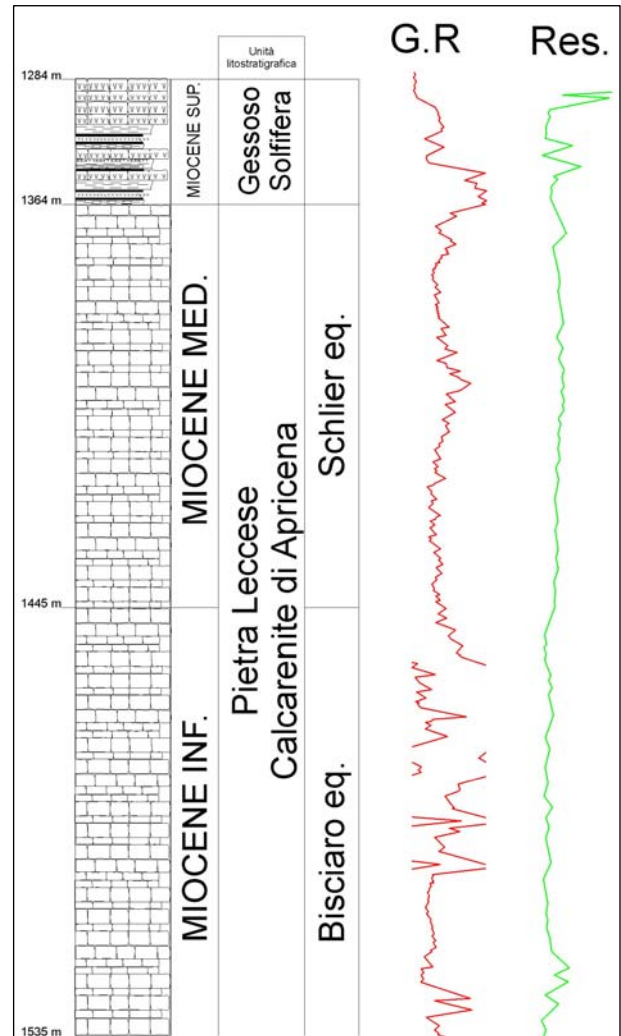


Fig. 4.39. Curva di G.R. e Resistività nei depositi miocenici attraversati dal pozzo Branzino 1. I nomi delle unità litostratigrafiche sono quelle degli equivalenti affioranti in superficie.

Per quanto concerne la Formazione del Bisciario eq., che lateralmente passa alla Formazione di Bolognano (vedi pozzi Monica 1 e Cristina 1), dal punto di vista litologico è caratterizzato da una calcarenite (packstone) grigio-chiaro e marroncino a grana fine fossilifero e glauconitico. La curva del gamma ray nel pozzo Branzino 1 presenta morfologia ad imbuto molto seghettata con valori alti dovuti ad un forte contrasto litologico in corrispondenza del tratto che segna il passaggio con la Formazione dello Schlier eq. La forma ad imbuto indica la presenza di un livello marnoso nella parte alta della formazione che nel pozzo nel pozzo Branzino 1 non è stato riconosciuto ma che è ben visibile nei pozzi Cristina 1 e Sonia 1.

Il contenuto paleontologico è caratterizzato da foraminiferi planctonici appartenenti alla zona a *Globigerinoides trilobus* eq. e l'età è ascrivibile al Miocene inferiore.

L'ambiente di sedimentazione è un marino pelagico.

Gli equivalenti in affioramento di queste unità litostratigrafiche, sulla base delle età, del contenuto paleontologico riscontrato nei pozzi e dei dati di letteratura, fanno riferimento a formazioni appartenenti alla Piattaforma Apula. In particolare possono essere riferiti alla Calcarenite di Apricena affiorante nell'area garganica e al suo equivalente nell'area salentina costituito dai depositi della Pietra Leccese.

- La *Calcarenite di Apricena* (Langhiano–Serravalliano) consiste in una calcarenite biancastra e giallastra, organogena a stratificazione non sempre netta; alla base è frequente un orizzonte di brecce a cemento calcareo rossastro. La microfauna è caratterizzata dalla presenza di *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globorotalia mayeri* e *Globigerinoides triloba*.
- La *Pietra Leccese* (Burdigalliano superiore–Messiniano basale), ben conosciuta in letteratura per il suo ricco contenuto fossilifero, consiste in una biomicrite; tenera e friabile, di colore giallino con foraminiferi planctonici e nannofossili (Mazzei, 1994).

– Calcarei di rampa cretaceo-paleogenici

Al di sotto dell'orizzonte che rappresenta la discontinuità miocenica si sviluppa una unità sismica caratterizzata da riflettori ad ampiezza medio alta e frequenza media, discontinui e localmente convessi (linea B-427 in fig. 4.11).

Questa unità sismica nei pozzi Branzino 1 e Sonia 1, corrispondono a tre unità litostratigrafiche denominate, dall'alto verso il basso con i nomi, Calcarei di Peschici, Calcarei di Monte Acuto e Calcarei di Mattinata.

La distribuzione areale di questa unità sismica è molto limitata e gli unici pozzi pubblici che hanno attraversato le formazioni cretaceo-paleogeniche sono Branzino 1 e Sonia 1 perforando rispettivamente circa 500 m e 140 m di spessore.

Dal punto di vista litologico la formazione dei Calcarei di Peschici, attraversata esclusivamente dal pozzo Branzino 1, è caratterizzata da calcari (tessituralmente classificabili come packstone-wackestone) bianchi, fossiliferi e a luoghi dolomitizzati. La curva del Gamma ray (fig. 4.40) in corrispondenza del passaggio tra la Formazione del Bisciaro eq. ed i Calcarei di Peschici mostra un brusco decremento, si attesta su valori molto bassi e assume andamento lineare, mentre in corrispondenza di piccoli intervalli argillosi mostra incrementi di modesta entità.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato dalla presenza di foraminiferi bentonici appartenenti alle zone a Nummulites–Discocyclina–Alveolina e nella parte bassa sono presenti foraminiferi planctonici, probabilmente rimaneggiati appartenenti alla zona a *Globorotalia velascoensis*.

L'età attribuita a questa formazione è Paleocene-Eocene inferiore-medio.

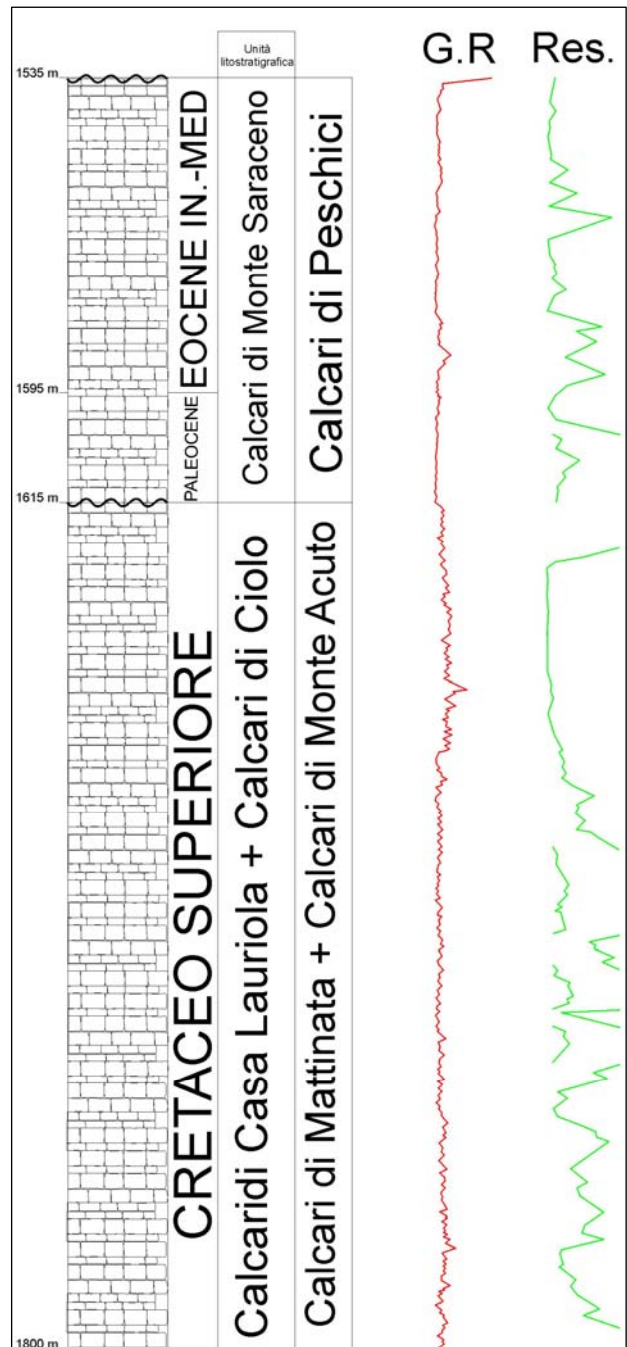


Fig. 4.40. Curva di G.R. e Resistività nei depositi cretaceo-paleogenici attraversati dal pozzo Branzino 1 (modificato). I nomi delle unità litostratigrafiche sono quelle degli equivalenti affioranti in superficie.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una rampa prossimale aperta agli apporti pelagici.

Lateralmente questa formazione è in eteropia con l'unità sismica bacinale della Scaglia-membro marnoso già discusso precedentemente.

Gli equivalenti in affioramento dei Calcari di Peschici, sulla base delle età, del contenuto paleontologico riscontrato nel pozzo Branzino 1 e dei dati di letteratura, possono essere ricondotti alla Formazione dei Calcari di Monte Saraceno affioranti nell'area garganica.

- I *Calcari di Monte Saraceno* (Eocene medio-superiore), sono rappresentati da calcareniti grossolane clinostratificate, con *Nummulites* e *Dyscoclinidae*.

L'osservazione dei limiti formazionali tra i Calcari di Monte Acuto e i Calcari di Mattinata, espressi dai pozzi Branzino 1 e Sonia 1, mettono alla luce dalle incongruenze notevoli. In questa sede, sulla base del confronto paleontologico e dell'andamento della curva del gamma ray, alcuni di questi limiti sono stati ridefiniti e sembrano offrire risposte più coerenti.

Nel pozzo Branzino 1, dall'analisi dei dati paleontologici, è stato individuato alla profondità di 1835 m quello che dovrebbe esser l'equivalente del top dei Calcari di Cupello. Tra questo orizzonte e la base dei Calcari di Peschici (Paleocene-Eocene) sono compresi, senza un limite ben preciso, la Formazione dei Calcari di Mattinata e la Formazione dei Calcari di Monte Acuto.

Nel pozzo Sonia 1, sulla base del confronto con le associazioni faunistiche riscontrate in Branzino 1, l'equivalente del top dei Calcari di Cupello (Albiano p.p.) è stato portato da 1820 m a 1771 m. Il tratto compreso tra questo orizzonte e la base della Bolognano rappresenta l'intervallo temporale compreso tra l'Albiano superiore e il Cretaceo Superiore che include, anche in questo caso senza un limite ben preciso, i Calcari di Mattinata e i Calcari di Monte Acuto (fig. 4.42).

Le associazioni di litotipi cretaceo-paleogeniche, in base alla ri-definizione dei limiti formazionali, nei pozzi Branzino 1 (fig. 4.40) e Sonia 1 raggiungono rispettivamente spessori 200 m e 100 m circa.

Dal punto di vista litologico si tratta di calcari (packstone) nocciola parzialmente ricristallizzati e qualche sottile livelletto argilloso. L'andamento della curva del gamma ray osservata in entrambi pozzi (Branzino 1 e Sonia 1) è lineare, con valori piuttosto bassi e presenta incrementi di modesta entità in presenza di piccoli intervalli argillosi. Il valore della resistività è caratterizzato da valori molto alti.

Le microfacies nel pozzo Branzino 1 sono rappresentate da frammenti di rudiste e nel pozzo Sonia 1 anche da foraminiferi bentonici indicativi della zona a Orbitolina. Nel complesso questa associazione fossilifera definisce grossolanamente un intervallo temporale che va dall' Albiano superiore al Cretaceo superiore.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piattaforma di mare basso.

Gli equivalenti in affioramento di questa unità sismica, sulla base delle età e del contenuto paleontologico documentato nel pozzo Branzino 1 e dei dati di letteratura, sono rappresentati da formazioni appartenenti alla Piattaforma Apula. In particolare possono essere relazionati ai Calcari di Ciolo, che affiorano nell'area salentina e ai Calcari di Casa Lauriola affioranti nell'area garganica.

- La *Formazione dei Calcari di Ciolo* (Cretaceo superiore) è caratterizzata da calcareniti e calciruditi bioclastiche molto grossolane, generalmente con laminazioni piano-parallele e localmente oblique; i bioclasti consistono in frammenti di rudiste, orbitoidi ed altri macro foraminiferi, coralli, briozoi e alghe calcaree.
- I *Calcari di Casa Lauriola* (equivalenti ai Calcari di Altamura nelle Murge) sono depositi ascrivibili alla base del Cretaceo superiore sovrastanti l'orizzonte bauxitico del Cenomaniano e così denominati da Merla *et al.*, (1969). Si tratta di calcari micritici, bianchi e avana, in strati sottili con rare intercalazioni di marne giallastre, con alla base una breccia poligenica che segna la trasgressione sull'orizzonte bauxitico.

– Calcari di Cupello

Al di sotto della unità sismica che rappresenta i calcari cretaceo-paleogenici appena descritti si sviluppa un orizzonte guida caratterizzato da una coppia di riflettori discretamente continui che rappresenta il top di una ulteriore unità sismica con configurazione dei riflettori sorda.

L'orizzonte guida rappresenta una importante superficie di erosione, collocabile nella parte bassa del Cretaceo superiore, che corrisponde ad un livello bauxitico ben conosciuto in numerosi affioramenti della piattaforma apula.

L'unità sismica che si sviluppa al di sotto dell'orizzonte guida, nei pozzi Simona 1, Cristina 1, Sabrina 1 e Monica 1 costituisce una unità litostratigrafia definita come Calcari di Cupello.

Poiché questi pozzi hanno attraversato solo una piccola parte dei Calcari di Cupello (fig. 4.42), una stima dello spessore totale raggiunto da questa formazione si basa sul confronto tra l'andamento della unità sismica lungo i profili, che appare perfettamente isopaco, e gli spessori raggiunti da alcuni pozzi perforati a terra, tra cui Puglia 1, che hanno attraversato completamente la successione e che raggiungono valori dell'ordine dei 900-1000 m di spessore.

Litologicamente i Calcari di Cupello sono costituiti da calcareniti (wackestone-packstone e packstone-grainstone) nocciola intraclastici, fossiliferi, pellettiferi con qualche livello oolitico ed intercalazioni di calcilutiti (mudstone) fossilifere. Le figure elettriche mostrano curve piuttosto lineari con bassi valori di gamma ray che testimoniano una successione monotona di calcari massivi.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato dalla presenza di *Thaumatoporella parvovensiculifera*, *Textularidae* e *Valvulinidae* appartenenti alla zona a *Cuneolina camposauri* (Puglia 1, Monica 1, Cristina 1, Simona 1 e Sabrina 1) la cui età è riferibile al Cretaceo inferiore e testimoniano ambienti di piattaforma ristretta.

Sulla base delle età e delle caratteristiche di facies riscontrate in sottosuolo gli equivalenti in affioramento, secondo dati di letteratura, sono rappresentati dalle formazioni appartenenti alla Piattaforma Apula e sono la formazione del Calcare di Bari nella zona delle Murge e l'insieme delle formazioni dei Calcari di Masseria Quadrone, dei Calcari di San Giovanni Rotondo e Formazione Sannicandro nella zona del Gargano (fig. 4.41).

- La *Calcarenite di Masseria Quadrone* appartiene ad una sequenza, definita Sequenza di Mattinata 2 (Bosellini et al., 1999).

L'unità è costituita da una successione di piattaforma interna di età Aptiano p.p.– Albiano–Cenomaniano? e affiora nella parte meridionale del promontorio del Gargano. Tale successione consiste in pacchi di strati piuttosto spessi con tessiture mudstone-wackestone; questa unità è troncata da una superficie erosionale coperta da depositi bauxitici (miniere di S. Giovanni Rotondo). Bosellini et al. (1999; 2000), Bosellini & Morsilli (2001), hanno successivamente assimilato questa formazione ai calcari di San Giovanni Rotondo. Lo spessore complessivo è di circa 200 m.

- I *Calcari di San Giovanni Rotondo*, sempre secondo Bosellini et al. (1999), vengono attribuiti ad una sequenza, che si sviluppa al disotto alla precedente e chiamata Sequenza di Mattinata 1.

I Calcari di San Giovanni Rotondo constano di una spessa successione (500-600 m) di calcareniti di mare basso rappresentanti diversi ambienti di piattaforma, sono costituite da differenti litologie e associazioni di facies. Nella parte interna della piattaforma prevalgono le litofacies fangose subtidali a milioliti e a dasycladacee mentre sul margine sono presenti grainstone oolitici a laminazione parallela, a volte con stratificazione incrociata a grande scala denotante la presenza di un importante sviluppo di dune subacquee.

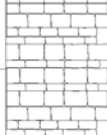
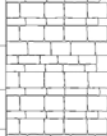

ETA'		GARGANO	MURGE
Albiano		Calcari di Masseria Quadrone	Calcari di Bari
Aptiano			
Berremiano	Calcari di San Giovanni Rotondo		
Hauterviano			
Valanginiano			
Berriasiano			
Titoniano		Formazione di Sannicandro	
Kimmeridgiano			
Oxfordiano			

Fig. 4.41. Relazione stratigrafica tra i calcari di piattaforma affioranti nelle Murge e quelli affioranti sul Promontorio del Gargano.

- Bosellini *et al.*, in un lavoro relativamente recente (1999), considera la *Formazione di Sannicandro* come appartenente alla Sequenza di Monte Sacro (Morsilli e Bosellini 1997).

La Formazione di Sannicandro affiora esclusivamente nel settore centrale ed occidentale del promontorio del Gargano, consiste in una spessa successione di parasequenze peritidali a scala metrica (1-5 m) che rappresentano ambienti che vanno dal lagunare al sopratidale. Generalmente le litofacies sono rappresentate da tessiture mudstone-wackestone ricche in alghe *dasydaclacee*, ostracodi, gasteropodi (in particolare Nerineidi), e da tessiture packstone-grainstone peloidali ed oolitiche.

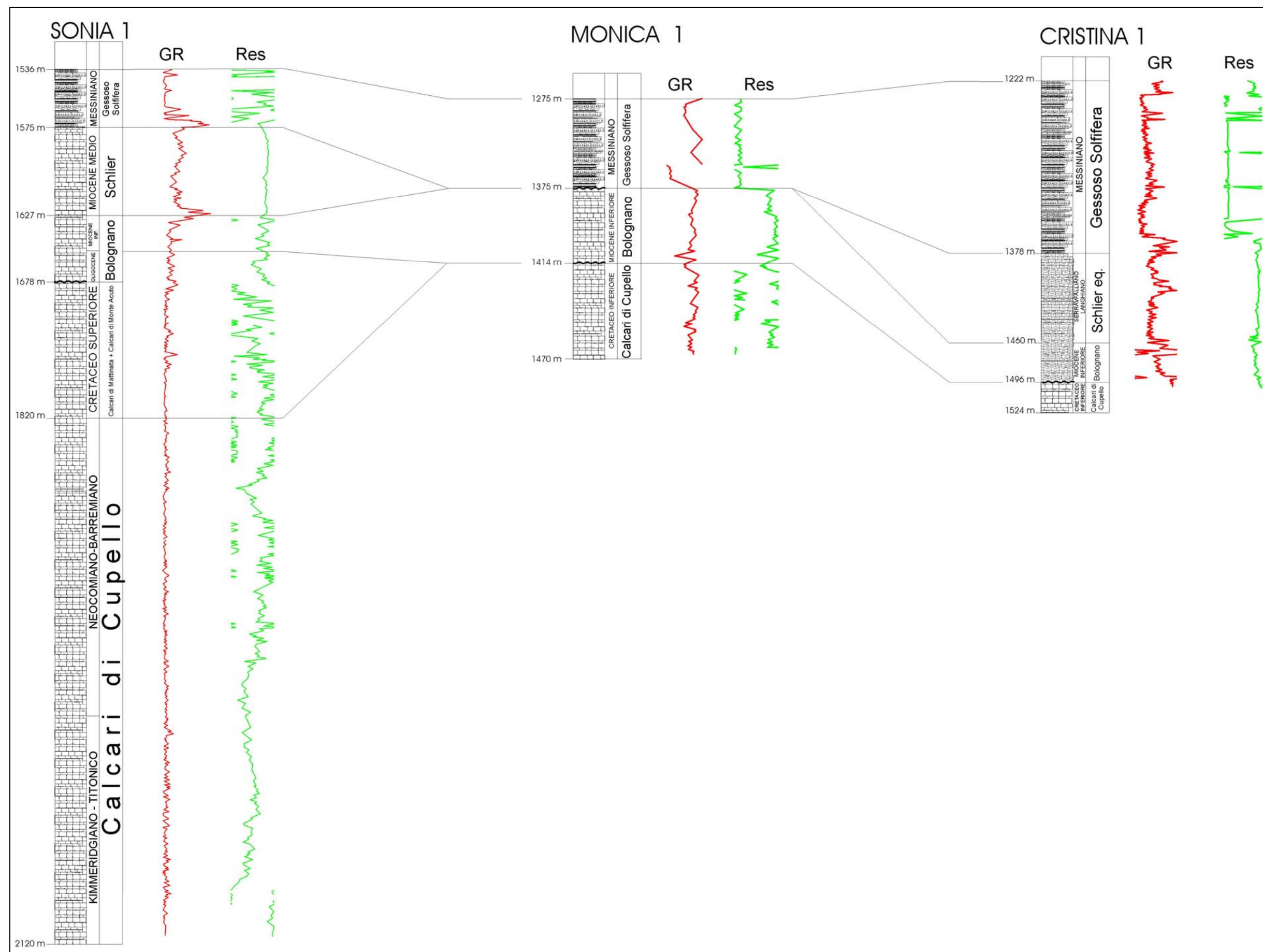


Fig. 4.42. Correlazione stratigrafica tra le successioni mesozoico-terziarie attraversate dai pozzi offshore che raggiungono il top dei Calcarei di Cupello (il pozzo Sonia 1 è stato modificato).

– Dolomie di Ugento p.p.

Al di sotto della unità che rappresenta i Calcari di Cupello si sviluppa una unità sismica caratterizzata da riflettori discontinui con ampiezza e frequenza variabile eteropica in parte del Calcare Massiccio attraversato nelle aree bacinali (figg. 4.10; 4.11).

Nell'area di piattaforma dell'offshore Adriatico nessun pozzo ha attraversato le litologie che corrispondono a questa unità sismica, che nei profili appare isopaca e si sviluppa al disotto dei Calcari di Cupello. La caratterizzazione litologica di questo corpo pertanto è stata effettuata facendo riferimento alle litologie che corrispondono alla Formazione delle Dolomie di Ugento, individuate e attraversate da alcuni pozzi perforati a terra che hanno raggiunto i depositi permo-triassici (Puglia 1, Gargano 1 e Foresta Umbra 1 in figura 4.43).

Il pozzo Puglia 1 ha attraversato circa 2625 m di successione, litologicamente si tratta di dolomie bianco-grigiastre a grana da fine a media, localmente calcaree intraclastiche con rari livelli di brecce a clasti dolomitici, le tessiture variano da mudstone a packstone fino a grainstone.

Il contenuto fossillifero è caratterizzato, dal basso verso l'alto, dalla presenza delle zone a *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Pfenderina salernitana* e *Favreina salevensis*.

Litologicamente le Dolomie di Ugento constano di una spessa successione di carbonati di mare basso di età Liassica.

– Membro dolomitico delle Anidriti di Burano

L'unità sismica che si sviluppa al disotto delle Dolomie di Ugento è caratterizzata da riflettori continui e paralleli a bassa frequenza ed ampiezza elevata.

La caratterizzazione litologica, come per la precedente unità deriva dai dati provenienti dai pozzi Puglia 1, Gargano 1 e Foresta Umbra 1 (fig. 4.43) a cui corrisponde il Membro Dolomitico delle Anidriti di Burano di età retica.

Nel pozzo Puglia 1 questa formazione consta di una potente successione di calcari e calcari dolomitici di mare basso.

– Anidriti di Burano

Quest'ultima unità sismica individuata in tutte le linee è rappresentata da una facies sismica particolare che mostra localmente riflettori piuttosto forti e discontinui a bassa frequenza.

Lo spessore attraversato dal pozzo Puglia 1 è di circa 1700 m, le litologie riscontrate appartengono alla Formazione delle Anidriti di Burano di Età Triassico superiore e sono costituite prevalentemente di anidrite con associate dolomie e, in minore quantità, sali. Le figure elettriche in prossimità degli intervalli in facies evaporitica mostrano in genere brusche diminuzioni del valore del gamma ray e la curva assume andamento cilindrico molto serrato. (fig. 4.43).

Gli ambienti di sedimentazione sono principalmente lagunari, tidalici e di sabkha.

Lo spessore della successione evaporitica è piuttosto variabile, nel pozzo Foresta Umbra-1 sono stati penetrati 2621 m di anidrite (Martinis & Pavan, 1967), mentre ne sono stati attraversati solo 200 nel pozzo G.E.M.-1, situato circa 50 Km al largo di Vieste (De Dominicis & Mazzoldi 1989), e circa 2200 m nel pozzo Gargano1.

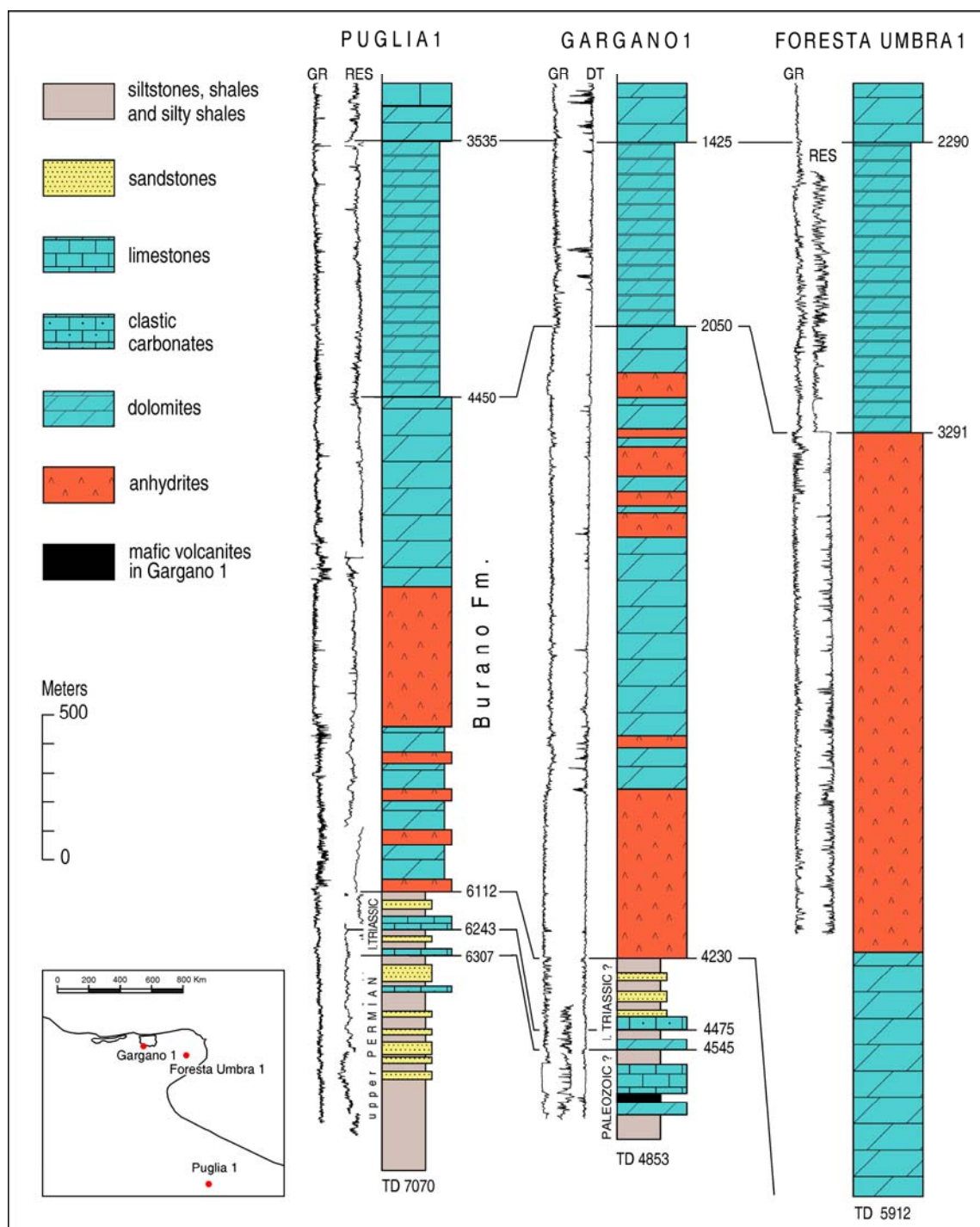


Fig. 4.43. Correlazione stratigrafica tra i depositi permo-triassici attraversati dai pozzi più profondi che hanno perforato l'avampaese apulo (da Patacca & Scandone, 2008).

Ai margini delle piattaforme si individua un'area piuttosto limitata caratterizzata in genere da facies sismiche con riflettori a media frequenza, discontinui con configurazione convessa seguite anch'esse dalle facies sismiche che definiscono i depositi di rampa (fig. 4.11). Il margine rappresenta la sismofacies di passaggio tra le facies di piattaforma e quelle di slope e bacino.

I pozzi che hanno attraversato le litologie in corrispondenza di questo settore sono Branzino 1 e Sonia 1 (fig. 4.44). Le formazioni attraversate dai suddetti pozzi chiamate "Calcarei di Cupello", sulla base del contenuto faunistico, caratterizzato da una zona a rudiste che comprende coralli, briozoi, spicole di spugna, molluschi e foraminiferi planctonici, rappresentano in realtà depositi di margine di piattaforma eteropici alla Formazione dei Calcarei di Cupello.

Queste associazioni paleontologiche, considerando attendibili i dati di pozzo, rappresentano delle successioni i cui equivalenti in affioramento, in riferimento alle età e ai dati di letteratura, corrispondono alla Formazione di Monte degli Angeli e alla Formazione di Monte Spigno (fig. 4.44).

- La *Formazione di Monte degli Angeli* (Valanginiano p.p. - l'Aptiano inferiore) che appartengono alla Sequenza Mattinata 1 (Bosellini *et al.*, 1999) e rappresentano il margine biocostruito della piattaforma, consistono in boundstone e rudstone a stromatoporidi con frammenti di coralli sparsi.

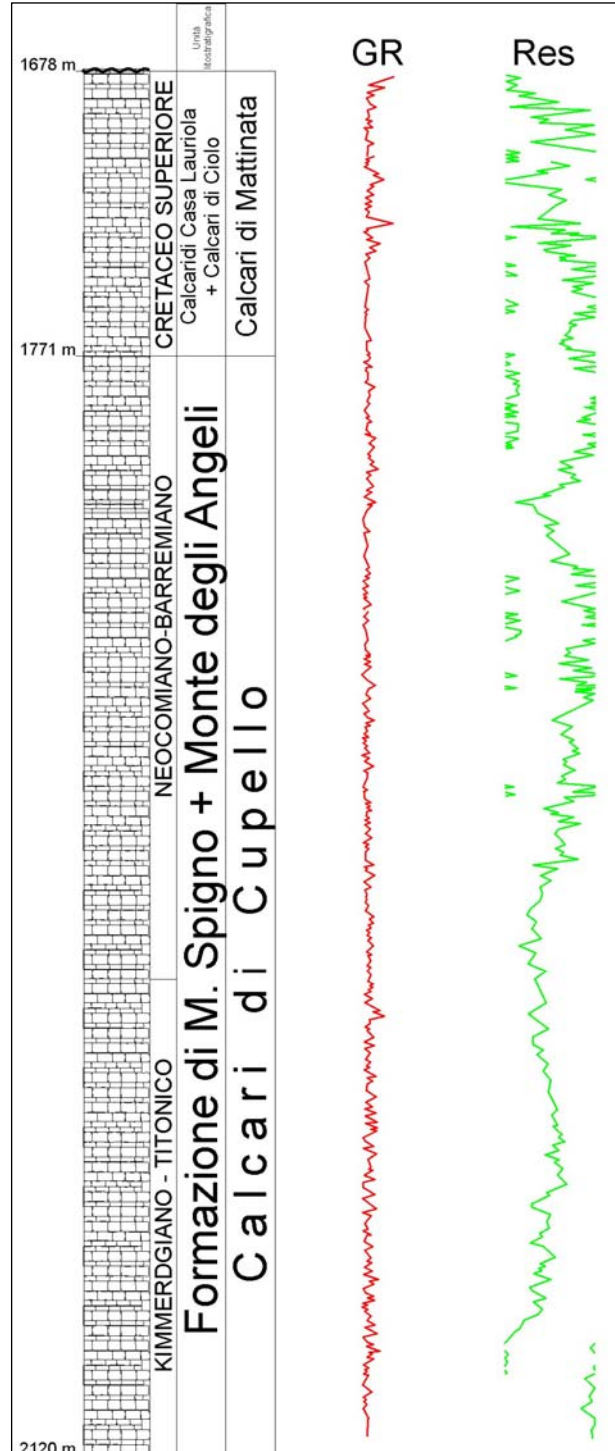


Fig. 4.44. Curva di G.R. e Resistività nei depositi giurassico-cretacei attraversati dal pozzo Sonia 1 (modificato). I nomi delle unità litostratigrafiche sono quelle degli equivalenti affioranti in superficie.

- La *Formazione di Monte Spigno* (Calloviano - Valanginiano p.p.), secondo Bosellini *et al.*, (1999) fa parte della Sequenza di Monte Sacro. Questa unità affiora nell'area centrale del promontorio del Gargano ed è caratterizzata da tessiture grainstone. Le strutture sedimentarie più evidenti sono ripple da corrente e laminazioni piano parallele a basso angolo.

Queste facies suggeriscono un ambiente di mare relativamente basso ma di alta energia. I Calcari di Monte Spigno, passano in eteropia ai Calcari di Monte Sacro caratterizzati da una tessitura wackestone ricchi in *Ellipsactinia*, *Sphaeractinia* e stromatoporidi. In alcune aree sono presenti boundstone ricchi in *Tubiphytes* e coralli (Monte d'Elio). Tale associazione di facies rappresenta uno spettro di ambienti da scogliera a margine esterno di piattaforma (Morsilli & Bosellini 1997).

5. DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI

L'elaborazione mediante il software Kingdom 8.2 dei dati provenienti dall'interpretazione di profili sismici, ha reso possibile la realizzazione di una serie di carte di isobate in tempi doppi degli orizzonti più evidenti e continui osservabili nell'area studiata.

Gli orizzonti sismici presi in considerazione rappresentano il top della Formazione del Calcare Massiccio (parte alta del Lias inferiore), la base della Formazione della Maiolica (limite Giurassico-Cretaceo), l'orizzonte degli Scisti a Fucoidi (Aptiano-Albiano) e l'orizzonte dei gessi messiniani della Formazione Gessoso-Solfifera.

L'orizzonte sismico rappresenta una superficie deposizionale, in corrispondenza di un forte contrasto litologico, sviluppato arealmente nello stesso lasso tempo, è cioè una superficie isocrona. Le isobate di questi orizzonti quindi rappresentano l'andamento in profondità di superfici deposizionali di momenti ben individuabili temporalmente.

Gli elaborati grafici (vedi tavole allegate) mostrano una tendenza generale degli orizzonti sismici ad approfondirsi in direzione W-SW ossia in prossimità del fronte dell'alloctono Appenninico con un massimo depressionario nelle aree prospicienti le coste abruzzesi. Questo andamento è fortemente influenzato dalla subsidenza occorsa dopo la deposizione estensiva delle evaporiti messiniane che, essendo ubiquitarie in tutto l'Adriatico, testimoniano un ambiente uniforme e poco profondo (circa 6 My di anni fa, nel momento della crisi di salinità di mediterraneo).

Questa subsidenza, legata allo sviluppo di una avanfossa pliocenica antistante la catena appenninica, influenza chiaramente l'andamento delle isobate di tutti gli altri orizzonti che saranno quindi anch'essi fortemente caratterizzati da una forte depressione ad andamento appenninico il cui depocentro è ubicato nell'offshore prospiciente la costa di Pescara.

Segue ora una descrizione dettagliata dell'andamento delle isobate relativo a ciascun orizzonte sismico, a partire dal più vecchio al più giovane.

- **Orizzonte Top Massiccio**

La tavola I illustra l'andamento delle isobate che rappresentano il tetto della Formazione del Calcare Massiccio ovvero una superficie deposizionale indicante la parte alta del Lias inferiore subito dopo il momento in cui l'Adriatico era rappresentato da un ambiente di mare basso intertidale oscillante tra zero e qualche metro di profondità.

L'area in prossimità delle coste molisane è caratterizzata da uno stacco morfologico con direzione NW-SE, messo in evidenza dall'andamento delle isobate (i cui valori sono compresi tra 1.0 e 2.0 TWT sec.), che delimitano l'area di piattaforma carbonatica da un'area più profonda (2.0 e 3.0 TWT sec.), che rappresenta la zona a sedimentazione bacinale.

Lo stacco morfologico è messo in evidenza inoltre da una serie di faglie di età Lias inferiore, che smembrano l'area e contribuiscono in maniera sostanziale allo sviluppo dei due sistemi deposizionali.

Il sistema piattaforma-bacino in questo tratto, sulla base dell'analisi delle linee B-423, B-424, B-425, B-426, B-427 e B-428 a cui vanno incrociate la linea B-441a e una parte della linea B-441, appare molto poco deformato e sembra avere conservato intatti gli originari rapporti deposizionali.

L'andamento morfologico di questo orizzonte, in prossimità degli alti strutturali Edgar 1-2, Famoso 1 e Ernesto Nord 1 (visibili lungo la linea B-444) raggiunge le profondità minime riscontrate in termini di isobate ad eccezione del tratto compreso tra l'alto strutturale Ernesto Nord e l'alto Edgar in cui si sviluppa una discreta depressione morfologica.

L'andamento delle isobate in questo settore è influenzato dalla tettonica, che come si evince dall'osservazione della linea B-444c (fig. 4.16b) è post Lias medio-superiore e dalla risalita dei sedimenti evaporitici triassici che come testimoniato dai pozzi Famoso 1 e Ernesto Nord 1 in questo tratto risultano relativamente superficiali (nel pozzo Famoso 1 sono stati incontrati ad una profondità di 3300 m mentre nel pozzo Ernesto Nord 1 a 2741 m).

L'iterazione tra la tettonica e la presenza di sedimenti evaporitici triassici contribuisce in maniera massiccia all'accrescimento dei suddetti alti strutturali e di conseguenza influenza notevolmente lo sviluppo della depressione morfologica tra Edgar ed Ernesto Nord.

Nei settori centro-settentrionali dell'area di indagine i tratti contrassegnati da valori delle isobate meno profondi sono dovuti principalmente ad una intensa attività tettonica occorsa a partire dal Pliocene. Queste aree rappresentano una ipotetica linea di confine verso settori più esterni, relativamente più profondi e poco deformati con valori di isobate compresi tra 2.0 e 4.0 TWT sec. Questi aspetti sono ben documentati sui profili B-412, B-413, B-414, B-415 e B-416 e dall'incrocio di esse con le linee B-444 e B-443.

La parte centrale dell'area di indagine presenta le profondità massime. Questa area, prospiciente le coste abruzzesi, rappresenta la porzione di avampaese che risente della flessura dovuta alla vicinanza con il fronte dell'alloctono appenninico.

• **Orizzonte Base Maiolica**

L'orizzonte che rappresenta la base della Formazione della Maiolica (tavola II), è ascrivibile al limite Giurassico-Cretaceo.

Lo stacco morfologico tra le aree di piattaforma e le aree di bacino, individuato in prossimità delle coste molisane, è ancora molto evidente. La porzione bacinale, in

direzione nord-orientale, appare colmatata e forma uno stretto canale che si approfondisce debolmente verso NW (vedi linea B-442b in fig. 4.16a).

Nelle aree più esterne i principali alti strutturali (Edgar, Ernesto Nord e Famoso), rispetto all'orizzonte precedente appaiono più isolati anche se in linea di massima l'andamento delle isobate è pressochè invariato. Tra gli alti Edgar ed Ernesto Nord persiste una importante depressione morfologica che però risulta notevolmente colmatata.

Le depressioni individuate nella porzione nord-orientale dell'area di indagine risultano notevolmente ridotte mentre nelle porzioni centro settentrionali sono ancora ben evidenti gli alti strutturali dovuti alla tettonica pliocenica. Questi aspetti sono ben documentati sui profili B-412, B-413, B-414, B-415 e B-416 in cui numerose faglie dislocano le successioni mesozoico-terziarie e in alcuni casi ci sono evidenze di dislocazioni che interessano l'orizzonte tufitico medio pliocenico (vedi fig. 4.16b pag. 36).

La parte centrale del bacino, verso le coste abruzzesi risulta leggermente meno profonda.

• **Orizzonte Fucoidi**

L'orizzonte che rappresenta la Formazione degli Scisti a Fucoidi (tavola III) comprende l'Aptiano e l'Albiano.

Lo sviluppo di questo orizzonte si ha nel momento in cui le spinte date dai sedimenti triassici, che influenzano la crescita dei principali alti strutturali, riducono o cessano definitivamente la loro attività.

L'osservazione attenta dell'andamento di questo orizzonte mette in risalto le principali variazioni di carattere morfologico che subisce l'area indagata. In questa fase infatti molte strutture depressionarie scompaiono definitivamente mentre altre, più ampie mostrano una considerevole riduzione per colmatazione.

Questo aspetto è ben evidenziato dall'andamento lungo i profili (B-444c e B-427) della unità sismica compresa tra gli orizzonti base Maiolica e Fucoidi (Formazione della Maiolica) che si sviluppa nel momento in cui l'attività tettonica risente notevolmente della spinta salina.

Quanto detto è facilmente riconoscibile in prossimità dell'alto Famoso lungo la linea B-424 (fig. 4.10) e dell'alto Ernesto Nord sulla linea B-444c (fig. 4.16b) in cui l'orizzonte degli Scisti a Fucoidi sutura le principali depressioni morfologiche sviluppatesi a partire dal Lias medio-superiore.

La deposizione dell'orizzonte che rappresenta la Formazione degli Scisti a Fucoidi riproduce il momento in cui questa intensa fase tettonica cessa o si indebolisce notevolmente. Questo orizzonte mette in evidenza quindi il contributo dato dalla Formazione della Maiolica alle variazioni morfologiche del bacino sedimentario.

Il profilo della zona di raccordo tra piattaforma e bacino appare decisamente meno prominente rispetto al momento rappresentato dal tetto del Massiccio anche se è ancora visibile lo stacco morfologico che distingue i due sistemi deposizionali. Lo stretto canale che si approfondiva in direzione NW persiste in piccolissima parte mentre in prossimità delle aree più prospicienti il fronte dell'alloctono è ancora ben in evidenza la più importante depressione morfologica dovuta alla flessurazione della piastra di avampaese Adriatico al di sotto dell'alloctono appenninico.

Verso NE i principali alti strutturali (Edgar, Ernesto Nord e Famoso) così come si evince dalle linee interpretate, risultano ormai quasi saldati a costituire un'unica zona di alto strutturale. Anche l'area compresa tra gli alti Edgar ed Ernesto appare decisamente poco profonda.

Nella porzione centro-settentrionale del bacino a parte gli alti strutturali dovuti alla tettonica pliocenica, da non prendersi quindi in considerazione perché formati successivamente, verso le aree nord-orientali, il bacino impostatosi a partire dal Lias inferiore risulta ormai colmatato definitivamente e sono scomparse definitivamente le piccole depressioni morfologiche che con l'orizzonte della base Maiolica ancora persistevano.

• **Orizzonte Gessi**

L'orizzonte dei depositi evaporitici (tavola IV) di età messiniana mostra l'ultimo stadio evolutivo del quadro morfologico dei depositi mesozoico-terziari analizzati.

Data la sostanziale ubiquitarietà di questo orizzonte sismico che è stato ben individuato lungo tutti i profili interpretati, dal punto di vista delle profondità espresse in tempi rispecchia la flessura della piastra di avampaese verso la catena appenninica.

L'andamento morfologico di questi depositi rispetto all'orizzonte sottostante caratterizza una generalizzata fase di colmatazione quasi totale di tutte le piccole depressioni che ancora persistevano in alcuni settori.

Nella porzione meridionale in prossimità del sistema piattaforma-bacino è ancora ben visibile lo stacco morfologico tra i due sistemi deposizionali e in direzione NW, appare completamente colmatato quello che con l'orizzonte che rappresenta la base Maiolica era uno stretto bacino.

Le strutture (Edgar, Ernesto Nord e Famoso) rappresentano ancora aree di alto ma non risultano più isolate. Come si evince dall'osservazione della linea B-444 lo sviluppo di questo orizzonte sismico, in prossimità degli alti strutturali, rispetto agli orizzonti sottostanti è caratterizzato da un andamento morfologico decisamente più dolce.

Nella porzione centro-settentrionale i numerosi alti dovuti all'intensa fase tettonica pliocenica sono ancora molto evidenti e rappresentano in questo momento un unico

importante alto strutturare molto ampio e isolato con valori delle isobate compresi tra 0.5 e 1.0 TWT sec.

L'ubicazione delle numerose faglie che dislocano questo settore sono rappresentate in carta e ben documentate sulle diverse linee situate in prossimità di questa area.

Il picking dei riflettori più significativi individuati in sede di interpretazione sismostratigrafica, ha permesso la ricostruzione delle geometrie deposizionali delle unità litostratigrafiche e gli effetti su di esse della tettonica sinsedimentaria. In aggiunta, le informazioni di carattere stratigrafico provenienti dai "composite logs" hanno reso possibile la datazione delle superfici di discoformità e l'identificazione degli ambienti deposizionali delle singole unità sismostratigrafiche.

L'evoluzione paleogeografica dell'Avampaese Adriatico che si estende tra Civitanova Marche (MC) e la costa garganica all'altezza di Vieste (FG), può essere ricostruita a partire dal Triassico superiore intervallo temporale caratterizzato in Adriatico dallo sviluppo di una piattaforma a circolazione ristretta caratterizzata da sedimentazione prevalentemente evaporitica. I pozzi che hanno raggiunto questo intervallo stratigrafico (Puglia 1, Gargano 1, Foresta Umbra 1) mostrano spessori di sedimenti estremamente variabili caratterizzati da alternanze di dolomie e anidriti, deposti in ambienti lagunari, tidali e di sabka. L'alternanza di sedimentazione evaporitica e dolomitica è un aspetto molto interessante nello studio delle successioni triassiche, tale alternanza non segue infatti una evoluzione sedimentaria correlabile arealmente e le due litologie si presentano generalmente ad altezze stratigrafiche molto variabili. Questo aspetto probabilmente si ripercuoterà anche sullo sviluppo delle strutture tettoniche saline che caratterizzeranno l'area adriatica tra il Lias medio-superiore e il Cretaceo inferiore.

Nella regione adriatica la sedimentazione prosegue con la deposizione, nel Lias inferiore (Hettangiano), della Formazione del Calcare Massiccio. Questa unità è caratterizzata da litologie che indicano sostanzialmente ambienti di piattaforma carbonatica con facies di barra oolitica, di laguna e di piana tidale. Quindi la deposizione del Calcare Massiccio testimonia un ambiente che si è evoluto verso condizioni sempre di mare basso ma a circolazione più aperta.

Sulla base dell'analisi di alcune strutture tettoniche riscontrate sui profili B-419, B-420, B-424 e B-427, relazionate ai dati provenienti dai pozzi Silvana 1, Elsa1 si può affermare che nel Lias inferiore (Sinemuriano) avviene lo smembramento e il parziale annegamento di quest'area di piattaforma carbonatica in cui si individuano ambienti sedimentari diversificati (da neritico a bacinale) che per tutto il Giurassico superiore e anche nel Cretaceo superiore, conferiscono al fondo marino una morfologia che si articola in zone rialzate collegate, da pendii più o meno inclinati, e zone depresse. Tale configurazione è molto simile, per

geometria ed ambiente deposizionale, ai sistemi piattaforma-bacino che caratterizzano oggi l'arcipelago delle Bahamas.

Le due zone in questione rappresentano due domini deposizionali ben distinti, uno a sedimentazione bacinale che si imposta nell'area centro-settentrionale dell'Adriatico e l'altro formato esclusivamente da depositi di piattaforma, margine e relativa scarpata che si imposta nel settore meridionale dell'avampaese Adriatico.

L'analisi approfondita dei dati di sottosuolo ed in particolare dei pozzi Daniel 1, Edmond 1 Tris, Edgar 1-2, Silvana 1, Elsa 1 e Famoso 1 definiscono in maniera univoca che lo sviluppo dei domini bacinali nell'area Adriatica si ha a partire dal Sinemuriano superiore fino al Toarciano inferiore con la deposizione della Formazione della Corniola. Il contatto con la sottostante unità (Calcare Massiccio), così come documentato in numerosi pozzi, e quasi sempre di carattere stratigrafico (Monica 1, Stella 1, Edmond 1 Tris, Ernesto Nord 1) fatta eccezione per alcune aree in cui, come testimoniato dai pozzi Silvana 1 ed Elsa 1 proiettati rispettivamente sulle linee B-419 e B-420, in cui il Calcare Massiccio (Hettangiano) è ricoperto direttamente dai calcari emipelagici appartenenti alla Formazione dei Calcari ad Aptici (Lias medio-superiore) a causa di una lacuna per non deposizione.

Successivamente allo sviluppo di queste sequenze sedimentarie nell'area centro-adriatica si instaura un regime di tettonica salina sisnsedimentaria, molto attiva nel periodo compreso tra il Lias superiore e il Cretaceo inferiore, che causa lo sviluppo di alti strutturali molto prominenti.

La tettonica salina, impostatasi con meccanismi di alochinesi, ha certamente contribuito al sollevamento degli alti strutturali documentati in prossimità dei pozzi Ernesto Nord 1, Famoso 1, Edgar 1-2 proiettati sulla linea B-444 e in prossimità del pozzo Stella 1 proiettato sulla linea B-427 la cui interpretazione mostra la complessa storia evolutiva di queste strutture diapiriche.

Dall'analisi degli spessori delle unità litostratigrafiche depostesi tra il Lias inferiore e il Giurassico medio (Formazione della Corniola e Rosso Ammonitico) attraversate dai pozzi Ernesto Nord 1, Famoso 1, Edgar 1-2 e sulla base dell'andamento di esse, in termini di unità sismiche lungo i profili, si evince che le deformazioni tettoniche influenzate dalla spinta salina si siano sviluppate a partire dal Giurassico medio.

Il momento in cui si sviluppano le prime strutture dovute alla tettonica salina è concomitante con l'inizio della deposizione della Formazione dei Calcari ad Aptici che successivamente a partire del Giurassico superiore coinvolge i sedimenti appartenenti alla Formazione della Maiolica.

L'andamento della unità sismica che rappresenta la Formazione della Maiolica è caratterizzato da un progressivo assottigliamento per condensazione e diminuzione del tasso di deposizione in prossimità degli alti strutturali. Questo aspetto è dovuto al forte impulso

dato dal sollevamento. Nel Cretaceo inferiore la Formazione della Maiolica raggiunge il massimo della non deposizione (soltanto 27 m nel pozzo Ernesto Nord 1).

Con la deposizione di questa unità litostratigrafia si ha la colmatazione delle numerose depressioni morfologiche che avevano caratterizzato questi settori del bacino sedimentario fino a quel momento. Questo aspetto può essere ben chiarito osservando le tavole II III che rappresentano rispettivamente l'andamento delle isobate in tempi dell'orizzonte della base della Formazione della Maiolica e della Formazione degli Scisti a Fucoidi in cui si riesce a ad avere una idea di come la colmatazione abbia modificato l'assetto morfologico precedente l'impulso diapirico.

In seguito, le deformazioni ormai blande nei sedimenti bacinali sviluppatasi al di sopra degli Scisti a Fucoidi testimoniano un momento di indebolimento della fase di risalita delle strutture saline.

Lo sviluppo dei sedimenti di mare basso appartenenti alla Formazione di Peschici lungo l'alto strutturale Ernesto-Famoso (documentato nel pozzo Famoso 1) associate alle strutture onlap sviluppatasi nella Scaglia Cinerea contro il fianco degli alti strutturali, indicano che queste strutture positive raggiungono un'elevazione considerevole con sviluppo di condizioni di mare basso nel periodo che va dal Eocene superiore all'Oligocene inferiore.

L'impulso tettonico diapirico per quanto blando deforma debolmente anche i depositi silico-clastici del Plio-Pleistocene.

L'evoluzione sedimentaria delle aree bacinali dell'avampese adriatico prosegue con la deposizione della Scaglia seguita dai sedimenti miocenici di rampa carbonatica appartenenti alle formazioni del Bisciaro e Schilier.

Nei domini di piattaforma a partire dal Giurassico medio-superiore e fino al Cretaceo inferiore si sviluppano esclusivamente carbonati di piattaforma seguiti dalle calcareniti di mare basso del Cretaceo superiore. A questi si sovrappongono i sedimenti di rampa dell'Eocene superiore eteropici con le successioni appartenenti alla Formazione della Scaglia Cinerea nell'intervallo Eocene-Oligocene.

Nell'Oligocene l'area di piattaforma è sede di un'importante esposizione subaerea ben documentata in numerose sezioni geologiche associate a molti dati di sottosuolo (Branzino 1). In questa regione il gap temporale relativo all'emersione dell'Oligocene medio fu sicuramente correlato ad un precedente evento di abbassamento relativo del livello marino occorso nel Paleocene medio e seguito nel pre-Oligocene da un tilting di carattere regionale della piattaforma carbonatica verso SW con associata erosione che causa l'esposizione della porzione del Cretaceo inferiore della sequenza carbonatica nell'intera regione NW.

Questo importante evento è seguito da una ripresa delle condizioni di sedimentazione di mare basso con lo sviluppo nelle aree di piattaforma dei sedimenti di rampa del Miocene

medio-superiore (Pietra Leccese, Calcarenite di Apricena) eteropici con i depositi emipelagici del Miocene (Bisciario e Schlier).

Il sistema, che fino al Cretaceo superiore è caratterizzato da due domini sedimentari ben distinti, nel Miocene è ormai una rampa carbonatica e nel Messiniano diviene sede di un evento deposizionale evaporitico a scala regionale che interesserà tutto il Mediterraneo.

A questo punto dell'evoluzione il bacino sedimentario risente di un'importante impulso tettonico, che si manifesta con lo sviluppo di sistemi di thrusts a vergenza prevalentemente appenninica. Lo sviluppo di queste importanti strutture tettoniche in un'area relativamente indeformata o poco deformata, sono la conseguenza diretta della strutturazione del sistema appenninico

Questi fenomeni interessano prevalentemente i sedimenti pre-evaporiti e in alcuni casi si estendono fino alle sequenze plioceniche. L'età della deformazione non sembra però estendersi ai sedimenti del Pleistocene. Le dislocazioni generalmente si sviluppano a partire dal livello dei sedimenti triassici fino ad interessare l'orizzonte evaporitico messiniano.

L'assetto strutturale del sistema a thrust Appennico si attua a partire dall'Oligocene, in questo momento però l'area Adriatica risulta ancora relativamente distante dalle aree di apporto sedimentario più prospicienti la catena, i primi sedimenti silico-clastici si depongono a partire dal Pliocene inferiore al di sopra dei depositi evaporitici messiniani.

L'evoluzione sedimentaria della porzione plio-pleistocenica dell'area di avampaese adriatico comincia con la deposizione dei sedimenti torbiditici del Pliocene che colmatano il bacino di avanfossa. Tali depositi, nell'area presa in esame, rappresentano le porzioni più distali di corpi sedimentari provenienti dallo smantellamento della catena appenninica in sollevamento più a Ovest. La sequenza pliocenica è caratterizzata dalla presenza di un'importante livello tufitico di età medio pliocenica che drappeggia con continuità quasi tutta l'area adriatica.

Con la colmatazione dell'avanfossa appenninica, a partire dal Pleistocene, i sedimenti torbiditici sin-rampa e post-rampa del Pliocene, sono ricoperti dai depositi fluviali deltizi la cui conformazione suggerisce due principali direzioni di alimentazione tra loro perpendicolari. Le geometrie deposizionali di questi corpi sedimentari evidenziano inoltre importanti variazioni relative del livello marino occorse in tempi relativamente recenti.

6. NOTE BIBLIOGRAFICHE

- ACCARIE H., 1988. *Dynamique sedimentarie et structurale au passage plateforme/bassin. Les facies carbonates cretaces at tertiaires: Massif de la Majella (Abruzzes, Italie)*: Ecole des Mines de Paris, Memories Science de la Terre, v. 5, 162 p.
- ACCORDI G., CARBONE F., *Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche*. Centro di Studio per la Geologia dell'Italia Centrale, CNR – Roma.
- ADAMOLI L., 1992. *Evidenze di tettonica di inversione nell'area del Corno Grande-Corno Piccolo (Grana Sasso d'Italia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 111, pp. 53-66.
- ALLEN P. A., HOMEWOOD P. WILLIAMS G. D., 1986. *Foreland basins. An introduction*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., Vol. 8, pp. 3-12.
- ALVAREZ L.W., ARTHUR M.A., FISCHER A.G., LOWRIE W., NAPOLEONE G., PREMOLI SILVA I., ROGGENTHEN W. M., 1977. *Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene magnetic reversal time scale*. Geol. Soc. Amer Bull., 88, pp. 383-389.
- ARGNENI A., 1998. *Structural elements of the Adriatic foreland and their relationships with the front of the Apennine fold-and-thrust belt*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 52, pp. 647-654.
- ARNIANI A., 1994. *Foreland tectonics in the southern Adriatic Sea*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 40, part. 2, pp. 573-578.
- ARNIANI A., 2006. *Tettonica recente e instabilit  gravitativa di scarpata nel bacino Adriatico meridionale*. Rendiconti della Società Geologica Italiana., Vol. 2, pp. 67-68.
- ARTHUR M.A. PREMOLI SILVA I., 1982. *Developement of widespread organic carbon-rich strata in mediterranean Thetys*. Schlanger S.O. and Cita M.B. (Eds) "Nature and Origin of Cretaceous Carbon rich facies", Academic press: 7-54.
- BAU D. 1999., *Residual land subsidence over depleted gas fields in the northern Adriatic Basin*. Environmental & Engineering Geoscience., Vol. 5, Issue 4, pp.389-405.
- BERNDT C., CATTANEO A., SZUMAN M., TRINCARDI F., MASSON D., 2006. *Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea-Deformation or sediment waves?* Marine Geology., Vol. 234, pp.261–270.
- BERNOULLI D., 2001. *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. G.B. Vai and I.P. Martini (eds.), Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, pp. 307-326.
- BERNOULLI D., ANSELMETTI F. S., EBERLI G. P., MUTTI M., PIGNATTI J. S., SANDERS D. G. K., VECSEI A., 1996. *Montagna della Maiella: the sedimentary and sequential evolution of a bahamian-type carbonate platform of the south-tethyan continental margin*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 51, pp. 7-22.

- BERNOULLI D., JENKYNS H.C., 1974. *Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Thetys*, in Dott. R. H., and Shaver, R. H., eds, *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication 19, pp. 129-160.
- BIGI S., CENTAMORE E., FUMANTI F., MILLI S., NISIO S., 1997. *Aspetti geologico-strutturali delle "aree di avampaese" nell'Appennino centro-orientale*. Studi Geologici Camerti., Vol. 14, pp. 201-209.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHICCHIONI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A., POTETTI M., 1986. *Evoluzione tettonica e paleogeografica neogenica del settore toscano-umbro-marchigiano (Appennino settentrionale): rapporti spazio-temporali tra eventi distensivi e compressivi*. Giornale di Geologia, 48 (1).
- BONI A., CASNEDI R., CENTAMORE E., COLANTONI P., CREMONINI G., ELMI C., MONESI A., SELLI R., VALLETTA M., 1969. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 155 "San Severo"*. Servizio Geol. It., 46 pp. Roma.
- BORSETTI A. M., CREMONINI G., MONESI A. 1970. *Ricerche su alcuni affioramenti miocenici del Gargano*. Giornale di Geologia, Vol. 36 (1968), pp. 581-598, Bologna.
- BOSELLINI A., 1999. *Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research., Vol. 69, Issue6, pp.1241-1252.
- BOSELLINI A., BOSELLINI F.R., COLALONGO M.L., PARENTE M., RUSSO A., VESCOGNI A., 1999. *Stratigraphic architecture of the Salento Coast from Capo d'Otranto to S. Mario di Leuca (Apulia, southern Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia., Vol. 105, Numero 3, pp. 397-416.
- BOSELLINI A., MORSILLI M., 1997. *A lower Cretaceous downing unconformity on the eastern flank of the Apulian Platform (Gargano Promontory, southern Italy)*. Cretac. Res., 18, 51-61.
- BOSELLINI A., MORSILLI M., 2001. *Il Promontorio del Gargano, cenni di Geologia ed itinerari geologici*. Dip. Di Scienze della Terra. Università di Ferrara.
- BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C., 1999. *Long term event stratigraphy of the Apulian Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy)*. J. Sed. Res., 18, 1241-1252.
- BOSELLINI A., MORSILLI M., NERI C., 2000. *The eastern margin of the Apulian Platform: the Gargano transect*. Guidebook, WG 4 Meeting, Vieste, Gargano
- BOSELLINI A., MUTTI E., LUCCHI RICCI F., 1989. *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET.
- BOSELLINI A., NERI C., LUCIANI V., 1993. *Guida ai carbonati cretaceo-eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia meridionale)*.

- BROZZETTI F., 2006. *Complessita delle deformazioni neogeniche nell'avampaese adriatico; nuovi dati strutturali dalle Isole Tremiti*. Rendiconti della Società Geologica Italiana., Vol.2, pp. 94-97.
- CALAMITA F., 2002. *L'ereditarieta del paleomargine dell'Adria nella geometria del sistema orogenico centro-appenninico; l'area abruzzese esterna*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 57, Part 1, pp. 355-368.
- CALANCHI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G., LUCCHINI F., 1998. *Tephra layers in Late Quaternary sediments of the central Adriatic Sea*. Marine Geology., Vol.149, pp. 191-209.
- CANTALAMESSA G., 2002. *Elementi di correlazione nella successione marina Plio-Pleistocenica del Bacino Periadriatico Marchigiano*. Studi Geologici Camerti. Nuova Serie., Vol.1,pp.33-49.
- CARMINATI E., 2005. *Control of differential compaction on the geometry of sediments onlapping paleoescarpments; insights from field geology (Central Apennines, Italy) and numerical modeling*. Geology Boulder., Vol. 33, Issue 5, pp. 353-356.
- CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C. R., TORNAGHI M., BOLLIS G., 2006. *Tectonic and sedimentary evolution of the Lower Pliocene Periadriatic foredeep in Central Italy*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch)., Vol. 95, pp. 665-683.
- CASERO P., RIGAMONTI A., IOCCA M., 1990. *Paleogeographic relationship during Cretaceous between the northern Adriatic area and the eastern Southern Alps*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 45, pp. 807-814.
- CASNEDI A., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F., ROSSI U., 1981. *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, 20,1-42.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A., 1978. *Geodinamica della linea Ancona-Anzio*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 19, pp. 741-757.
- CATENACCI V., 1974. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 147, Lanciano*. Roma, Servizio Geologico d'Italia, 87 p.
- CATI A., SARTORIO D., VENTURINI S., 1987. *Carbonate platforms in the subsurface of the northern Adriatic area*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 40, pp. 295-308.
- CIARAPICA G., PASSERI L., 1998. *Evoluzione paleogeografica degli Appennini*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Vol. 40, pp. 233-290.
- CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G., 1988. *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 41, pp. 449-460.
- COCCIONI R., LANGENHEIM V. E., MONTANARI S. 1989. *The "Livello Raffaello" in the Umbri.marche Apennines; a regional volcanoclastic marker bed at the boundary between*

- the Scaglia Cinerea and the Bisciaro Formation (lowermost Miocene)*. Abst. 28th geol. Congr. (Washington, 1989) 1: 308.
- COLACICCHI R., BALDANZA A. PARISI G., 1988. *Torbiditi carbonatiche nella Scaglia umbro-marchigiana: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silico-clastiche*. Geol. Romana, 25: 35-72.
- CREMONINI G., ELMI C., SELLI R., 1971. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 156 "S. Marco in Lamis"*. Servizio Geol. It. 66 pp., Roma.
- CRESCENTI U., 1969. *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana, 8, 15-40.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G., AND RAFFI G., 1969. *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II-litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 8, pp. 343-420.
- CRESCENTI U., VIGHI L., 1964. Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretacici del Gargano e delle Murge; cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglie). Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 88, pp. 5-51.
- CRESTA S., MONECHI S., PARISI G., 1989. *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana (Italia)*. Ministero dell'Ambiente Servizio Geologico d'Italia. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia., Vol. 39.
- D'ALESSANDRO A., LAVIANO A., RICCHETTI G., SARDELLA A., 1979. *Il Neogene del Monte Gargano*. Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 18, pp. 9-116.
- DE ALTERIIS G., AIELLO G., 1993. *Stratigraphy and tectonics offshore of Puglia (Italy, southern Adriatic Sea)*. Marine Geology., Vol. 113, Issue 3-4, pp. 233-253.
- DE ALTERIIS G., 1995. *Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea*. Tectonophysics., Vol. 252, pp. 349-373.
- DE' DOMINICIS A., MAZZOLDI G., 1987. *Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della piattaforma apula*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 38, pp. 163-176.
- DEL BEN A., 2002. *Interpretation of the CROP M-16 seismic section in the central Adriatic Sea*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 57, Part.1, pp. 327-333.
- DE PAOLA N., 2006. *Il ruolo delle evaporiti Triassiche durante la fase estensionale giurassica in Appennino Umbro-Marchigiano, Italia--The role of Triassic evaporites during the Jurassic extensional phase in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. Rendiconti della Società Geologica Italiana., Vol. 2, pp. 247-258.
- DI BUCCI D., 2006. *Seismotectonics of the Southern Apennines and Adriatic Foreland; insights on active regional E-W shear zone from analogue modelling*. Tectonics., Vol.25, Issue 4.

- DI NACCIO D., 2005. *Role of mechanical stratigraphy on fracture development in carbonate reservoirs; insights from outcropping shallow water carbonates in the Umbria-Marche Apennines, Italy.*, Journal of Volcanology and Geothermal Research., Vol. 148, Issue 1-2, pp. 98-115.
- DONDI L., RIZZINI A., ROSSI P., 1985. *Recent Geological Evolution of the Adriatic Sea.*
- DOYLE P., BENNETT M. R., 1998. *Unlocking the stratigraphical record.* JOHN WILEY & SONS.
- DUFF D., 1998. *Principi di geologia fisica.* Piccin.
- EBERLI G. P., BERNOULLI D., SANDERS D. VECSEI A. *From Aggradation to Progradation: The Maiella Platform, Abruzzi, Italy.*
- ERBA E., 1986. *I nannofossili calcarei nell'Aptiano-Albiano (Cretacico inferiore): Biostratigrafia, Paleocenografia e diagenesi degli Scisti a Furoidi del pozzo Piobbico (Marche).* Ph. D. Dissertation, Milano University: 1-314.
- ERBA E., 1988. *Aptian-Albian calcareous nannofossils biostratigraphy of the Scisti a Furoidi cored at Piobbico (Central Italy).* Riv. Ital. Paleont. Strat., 92 (2): 249-474.
- GRAZIANO R., 1999. *The Early Cretaceous drowning unconformities of the Apulia carbonate platform (Gargano Promontory, southern Italy); local fingerprints of global palaeoceanographic events.*, Terra Nova., Vol. 11, Issue 6, pp. 245-250.
- LASMO PLC., 1996. *Wellsite Geology Manual*, pp. 1-47.
- LAVECCHIA G., 2004. *Stile strutturale, stato termo-meccanico e significato sismogenetico del thrust Adriatico; dati e spunti da una revisione del profilo CROP 03 integrata con l'analisi di dati sismologici.* Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 123, Issue 2, pp. 111-125.
- LUCIANI V., 2006. *Regional record of a global oceanic anoxic event; OAE1a on the Apulia Platform margin, Gargano Promontory, southern Italy.* Cretaceous Research., Vol. 27, Issue 6, pp.754-772.
- LUPERTO SINNI E., 1992. *Biostratigrafia dell'Aptiano in facies di piattaforma carbonatica delle Murge baresi (Puglia, Italia meridionale).*, Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia., Vol. 98, Issue 4, pp.403-424.
- LUPERTO SINNI E., 1993. *Species nuove di Foraminiferi bentonici dell'Aptiano inferiore carbonatico delle Murge (Italia Meridionale)* Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia., Vol. 99, Issue 2, pp. 214-224.
- LUPERTO SINNI E., BORGOMANO J., 1994. *Stratigrafia del Cretaceo superiore in facies di scarpata di Monte Sant'Angelo (promontorio del Gargano, Italia meridionale).* Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 113, Issue 2, pp.355-382.

- MANZI V., LUGLI S., RICCI LUCCHI F., ROVERI M., 2005. *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology., Vol. 52, pp. 875–902
- MARIUCCI M.T., MÜLLER B., 2003. *The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data.* Tectonophysics., Vol. 361, pp. 21–35.
- MARTINIS B. PAVAN G., 1967. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 157 "Monte S. Angelo".* Servizio Geologico Italiano 56 pp. Roma.
- MASSE J.P., LUPERTO SINNI E., 1987. A platform to basin transitive model: the lower Cretaceous carbonates of the Gargano massif (Southern Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana.*, Vol. 40, pp. 99-108.
- MATTAVELLI L., PAVAN G., 1965. Studio petrografico delle facies carbonato del Gargano. *Rendiconti Soc. Mineral. It.*, vol. 21, pp. 207-246.
- MAZZEI R., 1994. Età della Pietra leccese nell'area Curs-Melpignano (a sud di Lecce, Puglia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Vol. 33, pp., 243-248, Pisa.
- MERLA G., ERCOLI A., TORRE D., 1969. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 164 "Foggia". Servizio Geologico Italiano., 22 pp., Roma.
- MICARELLI A., POTETTI M., CHICCHINI M., 1977. *Ricerche microstratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana.* Studi Geologici Camerti, 3: 57-86.
- MONACO P., NOCCHI M., PARISI G., 1987. Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore. *Bollettino della Società Geologica Italiana.*, Vol. 106, pp.71-91.
- MONECHI S., 1981. *Aptian-Cenomanian calcareous nannoplankton from some sections in the Umbrian Apennine.* Riv. Ital. Paleont. Strat. 87 (2): 193-226.
- MONTANARI A., CHAN L.S., ALVAREZ W., 1988. *Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous –Early Tertiary basin of the Northern Apennines.* Crevello P., Wilson J. L., Sarg R., and Reed F. (Eds), SEPM, Spec. Publ., 44: 379-399.
- MORETTI I., ROYDEN L., 1988. *Deflection, gravity anomalies and tectonic of doubly subducted continental lithosphere: Adriatic and Ionian Seas.* Tectonics, 7, 875-893.
- MORTON-THOMPSON D., WOODS A.A. (eds.) 1992. *Development geology – Reference manual – AAPG Meth. in Expl. Ser.n° 10.*
- NERI C., LUCIANI V., 1994. *The Monte S. Angelo Sequence (Late Cretaceous-Paleocene, Gargano Promontory, southern Italy); physical stratigraphy and biostratigraphy.* Giornale di Geologia., Vol 56, Issue 2, pp. 149-165.
- ORI G. G., ROVERI M., VANNONO F., 1986. *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apennine-Adriatic foredeep (central Adriatic Sea, Italy).* Special Publication of the International Association of Sedimentologists., Vol. 8, pp. 183-198.

- ORI G. G., 1993. *Depositional history of the Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (central Italy) from surface and subsurface data*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists., Vol. 3, pp.233-258.
- PALINKAS.C.M, NITTRUER C.A., 2006. *Cliniform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Marine Geology ., Vol. 234, pp. 245–260.
- PARENTE M., 1994. *A revised stratigraphy of the Upper Cretaceous to Oligocene units from southeastern Salento (Apulia, southern Italy)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana., Vol. 33, pp. 135-170.
- PARISI G., GUERRERA F., MADILE M., MAGNONI G., MONACO P., MONECHI S., NOCCHI M., 1988. Middle Eocene to Early Oligocene calcareous nannofossil and foraminiferal Biostratigraphy at Monte Cagneto section, Piobbico (Italy). In: Premoli Silva I., Coccioni R. and Montanari A. (Eds): 119-135.
- PASSERI L. (Coord), 1994. *Appennino Umbro-Marchigiano*. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, Be-Ma Editrice
- PASSERI, LEONSEVERO., 2005. *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines.*, Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 124, Issue 1, pp.247-258.
- PATACCA E., SCANDONE P., 2004. *The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the southern Apennines and Sicily (Italy)*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U., 1991/2. *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco Appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti. Volume Speciale 1991/2, CROP 11, pp. 417-441.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G. P., PAROTTO M., 2008. *Structural architecture of the Central Apennines. Interpretation of the Crop 11 seismic profile from Adriatic coast to the orographic divide*. In pubblicazione.
- PATACCA E., SCANDONE P., MAZZA P., 2008. *The miocene land-vertebrate fossil site of Scontrone (Central Appenine Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana (Ital. J. Geosc.) 127 (1), 51-73.
- PAVAN G., PIRINI C. 1966. *Stratigrafia del Foglio 157 "Monte S. Angelo"*. Bollettino Servizio Geologico Italiano vol. 86 (1965), pp.123-189.
- PERUGINI M., 1988. *Micropaleontologia, biostratigrafia (Foraminiferi planctonici) e litostratigrafia del limite Scaglia Cinerea-Bisciaro nell'Appennino umbro-marchigiano*. University of Urbino (Unpublished thesis).
- PREMOLI SILVA I., ERBA E., 1988. *Field guide of WG 3- Umbria-Marche area*. In: Beaudoin B. and Ginsburg R. (Eds.), "Cretaceous Resources Events and Rhythms": 229-251.

- PREMOLI SILVA I., PAGGI L., 1977. *Cretaceous through Paleocene biostratigraphy of the pelagic sequenze at Gubbio, Italy*. Memorie della Società Geologica Italiana., Vol. 15, pp. 21-32.
- RIDENTE D., TRINCARDI F., 2005. *Pleistocene "muddy" forced-regression deposits on the Adriatic shelf: A comparison with prodelta deposits of the late Holocene highstand mud wedge*. Marine Geology., Vol. 222–223, pp. 213– 233
- RIDENTE D., TRINCARDI F., 2006. *Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy)*. Basin Research., Vol. 18, pp. 171–188,
- ROMANO A., 1995. *Tettonica sinsedimentaria giurassica; l'esempio di M. Boragine (Appennino umbro-marchigiano meridionale)*. Studi Geologici Camerti. Volume Speciale 1995, Vol. 1, pp. 567-574.
- RONCHI P., 2003. *The multiphase dolomitization of the Liassic Calcare Massiccio and Corniola successions (Montagna dei Fiori, Northern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 122, Issue 2, pp. 157-172.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P., 1987. *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology., Vol. 15, pp. 714-717.
- SANCHI S., 1988. Micropaleontologia, biostratigrafia (Foraminiferi planctonici) e litostratigrafia del limite Scaglia Cinerea-Bisciaro nell'Appennino umbro-marchigiano. University of Urbino (Unpublished thesis).
- SCISCIANI. V., 2006. *Interazione tra tettonica compressive pellicolare e profonda lungo una sezione geologica attraverso l'Appennino centrale*. Rendiconti della Società Geologica Italiana., Vol.2, pp. 177-178.
- SCROCCA D., DOGLIONI C., INNOCENTI F., 2003. *Vincoli per una interpretazione della geodinamica italiana:una revisione*. Memorie Descrittive della Carta Geologica. d'Italia. Vol. 62, pp. 15-46.
- SPALLUTO L., PIERO P., RICCHETTI G., 2005. *Le facies carbonatiche di piattaforma interna del Promontorio del Gargano: implicazioni paleoambientali e correlazioni con la coeva successione delle Murge (Italia meridionale, Puglia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana., Vol. 124, pp. 675-690.
- STAMPFLI G.M., BOREL G.D., 2002. *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones*. Earth and Planetary Science Letters., Vol. 196, pp. 17-33.
- VAIL P.R., MITCHUM JR. R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON III S. SANGREE J.B., BUBB J.N., HATLELID W.G. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea*

- level. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir 26.
- VECSEI A., SANDERS D., BERNOULLI D., EBERLI G. P., PIGNATTI J. S., 1998. *Cretaceous to Miocene sequenze stratigraphy and evolution of Maiella carbonate platform margin, Italy*. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basin, SEPM special publication No. 60.
- VELAJ T. K., 1999. *Evaporite diapirism in Albania and its influence in the thrusting process*. AAPG Bulletin., Vol.63, Issue 7, pp.1189-1190.
- VELIC I., 2002. *Depositional sequences and palaeogeography of the Adriatic carbonate platform*. Memorie della Societa Geologica Italiana., Vol. 57, Part 1, pp.141-151
- VLAHOVIC I., 2005. *Evolution of the Adriatic carbonate platform; palaeogeography, main events and depositional dynamics*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology., Vol. 220, Issue 3-4, pp.333-360.

TAVOLE ALLEGATE

